Földtani Közlöny

137/4 A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata

BULLETIN OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL SOCIETY



Budapest, 2007

Földtani Közlöny

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata

Bulletin of the Hungarian Geological Society

Vol. 137/4

Budapest
ISSN 0015-542X

A kéziratokat az alábbi címre kérjük küldeni

PIROS Olga, 1442 Budapest, Pf. 106.

Manuscripts to be sent to

Olga PIROS, 1442 Budapest, P. O. box 106.

Földtani Közlöny is abstracted and indexed in **GeoRef** (Washington) **Pascal Folio** (Orleans) **Zentralblatt für Paläontologie** (Stuttgart), **Referativny Zhurnal** (Moscow) and **Geológiai és Geofizikai Szakirodalmi Tájékoztató** (Budapest)

Földtani Közlöny 137/4, 449–472. (2007) Budapest

Az Óbányai Aleurolit Formáció fekete palájának izotópgeokémiai és szénhidrogén-genetikai jellemzése

Isotope geochemistry and characterization of hydrocarbon potential of black shale from Óbánya Siltstone Formation

VARGA Andrea[1] – RAUCSIK Béla[2] – HÁMORNÉ VIDÓ Mária[3] – ROSTÁSI Ágnes[2]

(8 ábra, 3 táblázat)

Tárgyszavak: fekete pala, szerves anyag, karbonát, szerves kőzettan, Rock–Eval pirolízis, stabilizotóp, toarci, Mecsek

Keywords: black shale, organic matter, carbonate, organic petrography, Rock Eval pyrolysis, stable isotope, Toarcian, Mecsek Mts

Abstract

In the black shale samples collected from the lower part of the Réka Valley section (Mecsek Mts) of the Toarcian Óbánya Siltstone Formation, total organic carbon (TOC) contents vary between 3.89% and 8.12% for the laminated lithotype and between 2.14% and 3.29% for the thin-bedded one. Rock Eval data indicate a type II, immature kerogen throughout the section. Detailed optical analysis reflects that the organic matter is composed almost exclusively of material linked to an algal origin (liptinite). The terrestrial plant debris constituents occur as a backround input signal, which accounts for a maximum of less than 3.2% of the total organic matter. According to the SP (source potential) values these rocks have an excellent petroleum potential; however, our data may be affected by outcrop weathering.

The kerogen carbon isotopic composition ranges from a $\delta^{13}C_{org}$ value of –30.9‰ to –28.6‰ (relative to V–PDB). Relative to the laminated black shale samples, lower TOC and higher bitumen contents in the liptinite fraction, together with the lower hydrogen index and higher $\delta^{13}C_{org}$ values in the thin-bedded black shale samples reflect an early diagenetic oxidation of labile marine organic matter. Measured $\delta^{13}C_{carb}$ and $\delta^{18}O_{carb}$ values show that the carbonate composition of the black shale samples is strongly affected by the homogenizing effect of diagenesis. Therefore, these data cannot be used to infer palaeoenvironmental conditions.

Összefoglalás

A toarci Óbányai Aleurolit Formáció Réka-völgyi szelvényének (Mecsek hegység) alsó részéből gyűjtött fekete pala minták összes szerves széntartalma a laminált kőzettípusban 3,89–8,12%, a vékonyréteges változatban 2,14–3,29%. A Rock–Eval pirolízis eredményei alapján valamennyi minta II. típusú, éretlen kerogént tartalmaz. A részletes optikai vizsgálat alapján a szerves anyag szinte kizárólag alga eredetű (liptinit). A szárazföldi szerves anyag beszállítása háttérbe szorult, a teljes szerves anyag mennyiségére nézve kisebb, mint 3,2%. Az SP (szénhidrogén-potenciál) értékek alapján a vizsgált képződmény kiváló kőolaj anyakőzet, jóllehet adatainkat a feltárásban végbement oxidáció befolyásolhatta.

[1]ELTE Kőzettani és Geokémiai Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/C, e-mail: raucsikvarga@freemail.hu

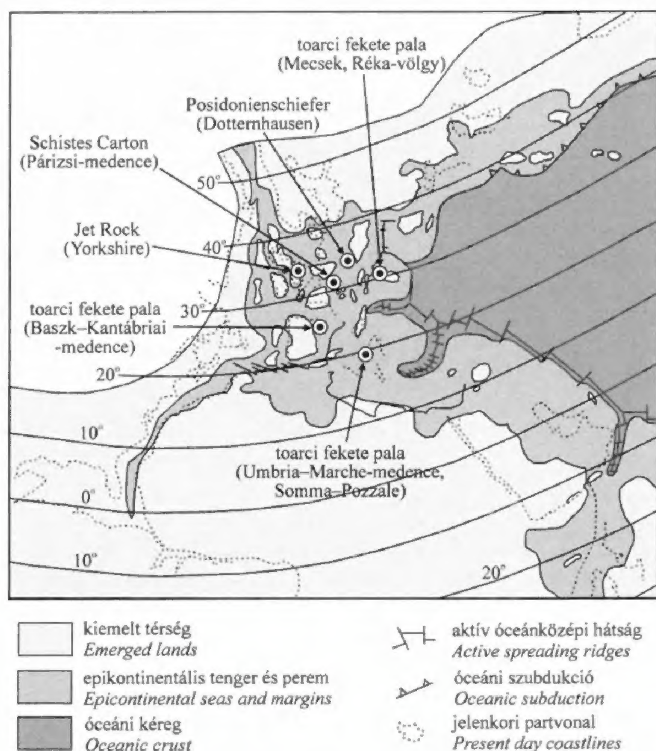
[2]Pannon Egyetem, Föld- és Környezettudományi Tanszék, 8200 Veszprém, Egyetem u. 10., e-mail: raucsik@almos.vein.hu

[3]Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, 1145 Budapest, Kolumbusz u. 17–23., e-mail: vido@elgi.hu

A dúsított kerogén stabil szénizotópos összetétele ($\delta^{13}C_{org}$, V-PDB) –30,9 és –28,6‰ közötti. A laminált fekete palához viszonyítva a vékonyréteges palaminták kisebb TOC- és a teljes liptinithez viszonyított nagyobb bitumentartalma, továbbá a kisebb hidrogénindex és a kevésbé negatív $\delta^{13}C_{org}$ értékek a labilis, tengeri eredetű szerves anyag korai diagenetikus oxidációját tükrözik. A fekete pala karbonátjának stabil szén- és oxigénizotópos összetételét a diagenezis homogenizáló hatása befolyásolta, ezért az őskörnyezeti viszonyok jellemzésére nem használható fel.

Bevezetés

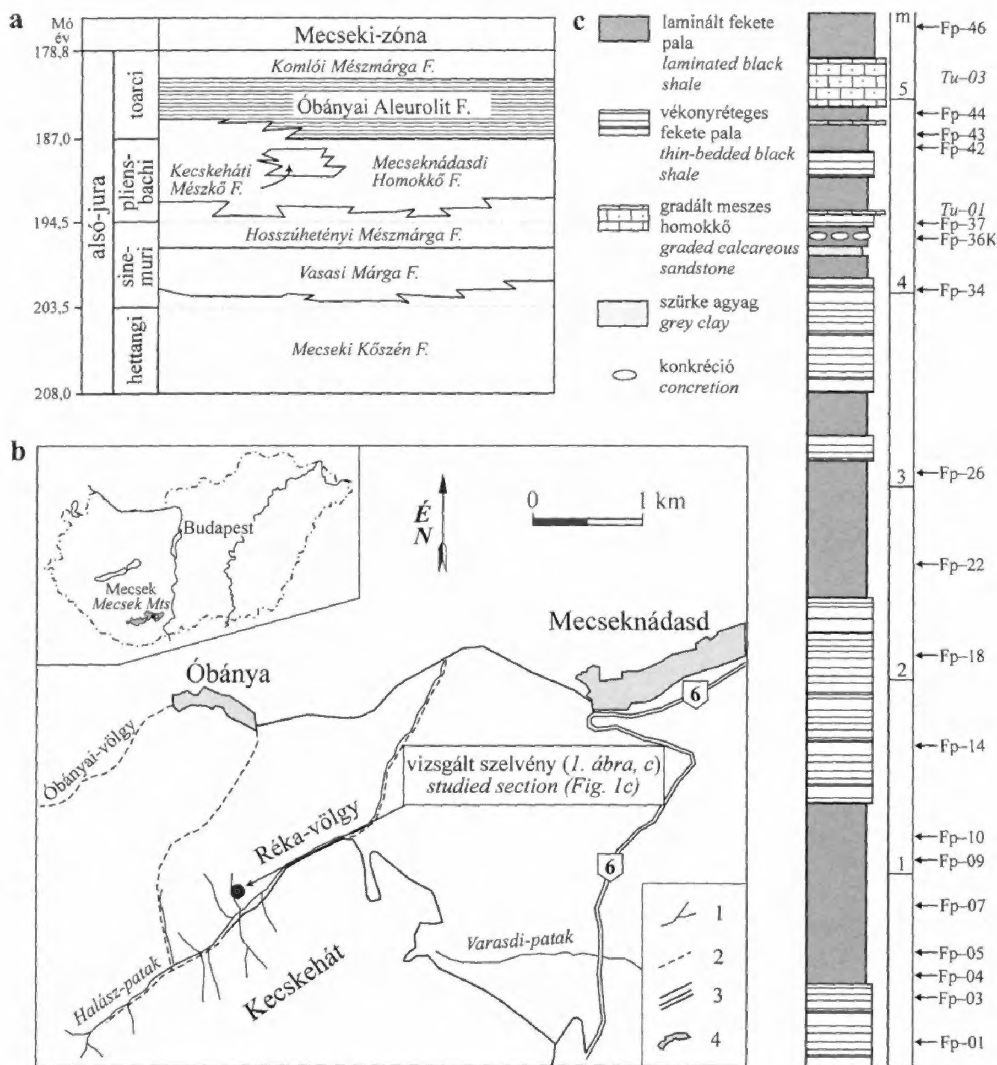
Az elmúlt évtizedekben világszerte elterjedt a fekete palák vizsgálata, amelyek nagy szervesanyag-tartalmuk következtében kiváló potenciális szénhidrogén-anyakőzetek (JENKYNS 1985, 1988; HOLLANDER et al. 1991; WIGNALL 1991; KATZ 1994; JENKYNS & CLAYTON 1997; RÖHL et al. 2001; WIGNALL & NEWTON 2001; SCHMID-RÖHL et al. 2002). A fekete palák képződése szempontjából kiemelt jelentőségű a jura időszak. A toarci óceáni anoxikus esemény (JENKYNS 1985, 1988) az egyik legrészletesebben vizsgált, ugyanakkor sok ellentmondást rejtő eseménye a tethysi régió földtanának (*1. ábra*).



1. ábra. A vizsgált terület ősföldrajzi kerete (BASSOULLET et al. 1993), valamint néhány alsó-toarci fekete pala rétegsor helyzete (JENKYNS 1985, 1988)

Figure 1. Palaeogeographical frame of the study area (after BASSOULLET et al. 1993) with locality of some lower Toarcian black shale sequences (JENKYNS 1985, 1988)

Hazánkban a Keleti-Mecsek jellegzetes, bár kis vastagságú (10–20 m) toarci képződménye az Óbányai Aleurolit Formáció szerves anyagban gazdag „halaspalája" vagy „bőrpalája" (2. *ábra*). A terepi vizsgálatokon és az áttekintő ősléntytani eredményeken túl — potenciális gazdasági jelentősége ellenére — ez a kőzetegyüttes azonban kevés figyelmet kapott (VADÁSZ 1935; FORGÓ et al. 1966; FÖLDI et al. 1967, JENKYNS 1988). DULAI et al. (1992) alapján a mecseki fekete pala éretlen, II. típusú kerogént tartalmaz, eredményeiket azonban három fekete palaszint kőzeteiből kevert átlagminta Rock–Eval pirolízissel meghatározott paramétereire alapozták. A Réka-völgyi szelvény palinológiai vizsgálatakor BALDANZA et al. (1995)



2. *ábra.* a) A Mecseki-zóna alsó-jura formációinak rétegtani helyzete (HAAS 1994); b) A vizsgált szelvény földrajzi elhelyezkedése. 1 patak; 2 turistaút; 3 műút; 4 település; c) Az alsó-toarci fekete pala (Óbányai Aleurolit Formáció) Réka-völgyi szelvényének egyszerűsített rétegsora a mintavételi pontok feltüntetésével (alsó rész)

Figure 2. Stratigraphic chart showing the Lower Jurassic formations of the Mecsek Zone (HAAS 1994); b) Location map of the examined section. 1 creek; 2 foot-path; 3 road; 4 settlement; c) Generalized lithological column with the sampling points of the Réka Valley section (lower part) of the Lower Toarcian black shale (Óbánya Siltsone Formation)

megállapították, hogy a felső-pliensbachi–alsó-toarci rétegsor szerves fáciese kevert tengeri és szárazföldi eredetű. A tengeri szerves frakciót elsősorban amorf szerves anyag alkotja, melynek mennyisége a *Harpoceras falciferum* ammoniteszzóna irányában növekszik. NÉMEDI VARGA (1998) a formáció összefoglaló bemutatásakor az összes szerves szén (TOC) mennyiségét maximálisan 4,1%-ban adta meg.

Hangsúlyozni kell azonban, hogy ez az adat — DULAI et al. (1992) munkájából — egyetlen átlagminta TOC-tartalmát jelenti, így a formáció szénhidrogén-genetikai potenciáljáról alkotott kép nem tekinthető reálisnak.

DULAI et al. (1992) terepi megfigyelésekre, őslénytani és szedimentológiai adatokra alapozva JENKYNS (1985) modelljével magyarázzák az Óbányai Aleurolit Formáció szerves anyagban gazdag kőzetegyüttesének kialakulását. Véleményük szerint az intenzív feláramlás és a megnövekedett planktonproduktivitás okozta a szerves anyag felhalmozódását az európai selfen elhelyezkedő, viszonylag sekély epikontinentális tengerben. RAUCSIK & MERÉNYI (2000) agyagásványtani eredményei szerint nem zárható ki az sem, hogy a feltételezett feláramlási rendszer a lehordási terület klímájában bekövetkezett lényeges változással (csapadékosabbá válással) van összefüggésben. A mecseki pliensbachi–toarci képződmények összehasonlító geokémiai kutatásához kapcsolódóan RAUCSIK et al. (2000, 2002) a „halaspala" Réka-völgyi szelvényéből 4 laminált fekete pala szerves geokémiai jellemzőit közlik, azonban a mért adatok publikálására nem került sor. Az alsó-toarci fekete palára vonatkozó szórványos adataik összhangban vannak az eddigi modellel: a bioproduktivitás indikátor P és Ba, valamint az aljzat redox állapotának függvényében mobilizálódó Cr, Co, Ni, Cu és Pb számottevő mértékben dúsul, a szerves geokémiai paraméterek éretlen, nitrogéngazdag, kevert (II. típusú, részben lipiddús tengeri alga, részben magasabbrendű szárazföldi növényi) eredetű szerves anyagot jeleznek. RAUCSIK et al. (2002) szerint a mecseki fekete pala keletkezése kapcsolatban lehet a kora-toarci során világszerte megfigyelt eusztatikus tengerszint-emelkedéssel (WIGNALL 1991; WIGNALL & NEWTON 2001).

Az Óbányai Aleurolit Formáció képződési modelljében további problémát jelent az, hogy a fekete palát tartalmazó kőzetegyüttes, valamint rétegtani fekvője, a Mecseknádasdi Homokkő Formáció nem sekélytengeri, hanem valódi medencefáciesre utaló kőzetekből áll (HAAS 1994; RAUCSIK & MERÉNYI 2000; RAUCSIK & VARGA 2002). A pliensbachi–toarci rétegsorban hemipelágikus, planktonszervezetek maradványaiban gazdag foltos márga zagyárüledékekkel váltakozik. Így megkérdőjeleződik a DULAI et al. (1992) által kiindulási feltételként kezelt sekély epikontinentális tenger modellje, továbbá ezzel összefüggésben a JENKYNS (1985)-modell alkalmazhatósága. Ezt erősíti meg BALDANZA et al. (1995) — mészvázú nannofossziliák és dinoflagelláta-ciszták minőségi és mennyiségi eloszlására épülő — eredménye, ami szerint a mecseki üledékgyűjtőben a paleohőmérséklet, a sótartalom és a nutriens-koncentráció lényegesen eltérő volt mind a belső tethysi területek (pl. Umbria–Marche-medence), mind a boreális self (sekély epikontinentális régió) őskörnyezeti viszonyaitól (*1. ábra*).

A németországi „posidoniás pala" (Posidonienschiefer) kutatásával kapcsolatban RÖHL et al. (2001) és SCHMID-RÖHL et al. (2002) rávilágítottak arra, hogy egy — első közelítésben — egyveretű fekete pala rétegsorán belül a szerves anyag felhalmozódását és megőrződését meghatározó tényezők (a megemelkedett bioproduktivitás; az aljzat időszakos vagy tartós anoxiája, illetve diszoxiája; a nagy üledékképződési sebesség) ingadozása szoros kapcsolatban van az üledékgyűjtő medence és tágabb környezetének őskörnyezeti viszonyaiban beállt változásokkal. Az Óbányai Aleurolit Formáció — és ezen belül a szerves anyagban gazdag fekete pala — üledékképződési modelljének pontosításához ezért nélkülözhetetlen a kora-

toarci őskörnyezeti viszonyok minél részletesebb jellemzése, amelyhez a kőzetanyag komplex ásványtani, kőzettani és geokémiai vizsgálata szükséges. Tanulmányunkban — a kutatás első lépéseként — az Óbányai Aleurolit Formáció Réka-völgyi szelvényéből származó fekete palaminták Rock–Eval pirolízisének, szerves kőzettani és izotóp-geokémiai vizsgálatának eddigi eredményeit mutatjuk be.

A vizsgált szelvény

Az Óbányai Aleurolit Formáció Réka-völgyi típusszelvénye (Apátvarasd, Keleti-Mecsek) a Halász-patak egy baloldali mellékvölgyében található (2. *ábra, b*), ahol a zagyárüledékekkel (általában kovásodott, keresztlaminált vagy gradált meszes homokkő, illetve crinoideás mészkő) váltakozó hemipelágikus foltos márga (lemezes vagy pados) felett — folyamatos átmenettel — sötétszürke agyagmárga (fekete pala) fejlődött ki. A feltárásban a ~10 m valódi vastagságú, szerves anyagban gazdag agyagpala laminált (a réteglapok távolsága tizedmillimétertől egy–két milliméterig terjed) és vékonyréteges (a réteglapok távolsága fél–másfél centiméter) változata különíthető el, valamint gyakran kiékelődő homokkő, illetve homokos, crinoideás mészkő közbetelepüléseket tartalmaz. A fekete pala fedőképződménye lemezes, vékonyréteges vagy pados foltos márgarétegek váltakozásából álló, a feküvel megegyező rétegsor.

A toarci óceáni anoxikus esemény nyugat-európai típusszelvényeitől eltérően a Réka-völgyi rétegsor részletes biosztratigráfiai tagolása napjainkig nem valósult meg, továbbá a rendelkezésre álló őslénytani információk több ellentmondást tartalmaznak. GALÁCZ (1991) szerint a ~12 m vastagságú fekete palaösszletben a több szintből (a pala aljától 3,5–7 m-es magasságban) gyűjtött ammoniteszfauna az alsó-toarci *Harpoceras falciferum* zónát jelzi. Közvetlenül a fekete pala felett *Harpoceras* cf. *exaratum* került elő, ami még a *falciferum* zónára utal. DULAI et al. (1992) alapján a ~9 m vastagságban feltárt fekete pala a *falciferum* zónát (valamint esetleg a *bifrons* zónát) képviseli a vizsgált szelvényben. BALDANZA & MATTIOLI (1992), BALDANZA et al. (1995) és BUCEFALO PALLIANI et al. (1997) szerint a Réka-völgyben feltárt fekete pala vastagsága ~20 m, kora — mészvázú nannofosszíliák és dinoflagelláta ciszták alapján — a *tenuicostatum* és a *falciferum* zónába helyezhető. A *tenuicostatum/falciferum* zónák határa a fekete palán belül, a szelvény alsó részén található. A bemutatott szelvényvázlaton a mikropaleontológiai vizsgálathoz gyűjtött 5 minta helye azonban ellentmondásos (BALDANZA & MATTIOLI 1992, 122. oldal, 8. ábra; BALDANZA et al. 1995, 163. oldal, 1. ábra; BUCEFALO PALLIANI et al. 1997, 114. oldal, 2. ábra), továbbá a feltárás litosztratigráfiai tagolása nem egyértelmű. A fekete palán belül nem tüntetnek fel eltérő kőzettípusokat, feküjében kompakt agyagos mészkövet (ez valószínűleg a bioturbált foltos márgának felel meg), fedőjében összefoglalóan meszes, illetve sziliciklasztos kőzettípusokat jelölnek (ez valószínűleg a turbiditpadokat jelenti), ezért a mikropaleontológiai adatok és az ammoniteszek vizsgálatára épülő eredmények (GALÁCZ 1991; DULAI et al. 1992) korrelálására nincs mód. A mikropaleontológiai eredmények értelmezését és felhasználhatóságát erősen megnehezíti BALDANZA & MATTIOLLI (1992) és BALDANZA et al. (1995) munkáinak szemléletmódja, mivel a magyarországi jura képződményeket — ezen belül a bakonyi és a mecseki szelvényeket — egységesen medi-

terrán-típusba sorolják, és a Réka-völgyi rétegsort a Déli-Alpok, az Apenninek és Szicília jura képződményeivel párhuzamosítják.

Az általunk vizsgált szelvény a GALÁCZ (1991) munkájában közölt fekete pala (s. str.) rétegsor felső 10 m-es szakaszával párhuzamosítható, azaz a Tu–03 turbiditpad (~5 m-es magasságban) felel meg annak a jellegzetes crinoideás mészkőrétegnek, amit GALÁCZ (1991) a pala aljától 7 m-es magasságban jelölt (2. *ábra, c*). A Tu–01, illetve a Tu–03 turbiditréteg nagy valószínűséggel azonosítható DULAI et al. (1992, 71. oldal, 4. ábra) „H" jelű, illetve „J" jelű homokkőpadjával.

Mintagyűjtés, vizsgálati módszerek

Az Óbányai Aleurolit Formáció Réka-völgyi szelvényében a ~10 m vastagságú fekete pala feltárás alsó 5,5 m-es szakaszából (2. *ábra, c*) 7 minta szerves kőzettani leírását végeztük el. Összehasonlító mintaként a fekete pala közvetlen feküjéből két lemezes mészmárgát (LmA és LmB), valamint a pliensbachi Mecseknádasdi Homokkő Formációból egy (a mecseknádasdi Kopasz-hegyről származó) szerves anyagban gazdag lemezes agyagmárgát (KHD–1; RAUCSIK & MERÉNYI 2000) szintén megvizsgáltunk.

A szerves anyag termikus érettségének és összetételének meghatározására normál és gerjesztett kék fény megvilágítással működő, mikrofotométerrel ellátott Leica DM–RX kutatómikroszkópot használtunk. A vitrinitreflexiót az ISO 7404 szabvány szerint olajimerzióban 546 nm hullámhosszon mértük, ahol a kalibráló standard fényvisszaverőképessége 0,683%. A macerálelemzéseket TAYLOR et al. (1998, 363. oldal) szerint végeztük, ahol egy minta szerves kőzettani összetételét legalább 300 pont adatai alapján számoltuk.

A szelvény vizsgált szakaszából a Rock–Eval pirolízishez 5 vékonyréteges és 5 laminált fekete palát választottunk ki. A porított kőzetmintákat 24 órán keresztül 80 °C-os vízfürdőn, 1:1 sósavoldattal karbonátmentesítettük, majd desztillált vízzel pH=6-ig dekantáltuk. A dúsított kerogén vizsgálatát — az általános módszertani gyakorlatot követve — a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén HETÉNYI Magdolna végezte.

A 10 kerogénminta stabil szénizotópos, valamint 15 fekete pala és egy konkréció (Fp–36K) karbonátjának stabil szén- és oxigénizotópos összetételét az MTA Geokémiai Kutatóintézetében — Finnigan delta+XP stabilizotópmérő tömegspektrométerrel — DEMÉNY Attila határozta meg. A minták feltárása vízmentes foszforsavval való reakcióval (karbonátok), illetve CuO-dal történő oxidációval (szerves anyag) történt. A keletkező CO_2-ban a $^{13}C/^{12}C$ és $^{18}O/^{16}O$ arányokat vivőgázas tömegspektrométerrel határozták meg.

Az eredményeket a V–PDB nemzetközi standardhez viszonyítva, δ-értékben (‰) — $\delta=(R_{minta}/R_{standard}-1)*1000$, ahol R_{minta} és $R_{standard}$ a mintában és a standardban meghatározott $^{13}C/^{12}C$ és $^{18}O/^{16}O$ arány — adták meg. A mérési eredmények átlagos reprodukálhatósága a karbonátra 0,2‰, a szerves anyagra 0,4‰. Három mintánál ennél nagyobb szórás jelentkezett, ami valószínűleg minta-inhomogenitásra vezethető vissza (diagenetikus karbonátszemcsék jelenléte a karbonátmintában), ezért ezeket a mérési eredményeket önálló almintaként kezeltük.

A karbonátásványok minőségi jellemzését a Központi Fizikai Kutatóintézet laboratóriumában egy vékonyréteges és egy laminált fekete pala pásztázó elektronmikroszkópos (SEM) vizsgálatával egészítettük ki. A szekunder elektronképeket (SEI) JSM–25 SIII típusú pásztázó elektronmikroszkóppal, 25 kV-os gyorsítófeszültséggel TÓTH Attila készítette.

Az eredmények és értelmezésük

Szervesanyag-tartalom és szénhidrogén-potenciál

A Réka-völgyi szelvényben a fekete pala vékonyréteges és laminált kifejlődése különíthető el. A két kőzettípus a TOC-tartalom és a vizsgált szerves geokémiai paraméterek alapján külön csoportot alkot (*I. táblázat*). A laminált fekete pala TOC-tartalma 3,89–8,12% (átlag: 6,11%; N=5), a vékonyréteges fekete pala TOC-tartalma valamivel kisebb: 2,14–3,29% között változik (átlag: 2,8%; N=5). A vizsgált mintákban a szerves anyag dúsulásának mértéke meghaladja a potenciális szénhidrogén-

I. táblázat. Az Óbányai Aleurolit minták Rock–Eval paraméterei, valamint a kerogén stabil szénizotópos összetétele ($\delta^{13}C_{org}$, ‰).

Table I. Rock Eval data and measured $\delta^{13}C_{org}$ (‰) value of kerogen for Óbánya Siltstone samples

	Fp–1	Fp–7	Fp–10	Fp–14	Fp–18	Fp–22	Fp–26	Fp–34	Fp–37	Fp–43
TOC	3,29	6,37	7,52	2,87	2,51	3,89	4,67	2,14	3,17	8,12
S1	2,54	4,59	6,32	2,39	2,16	2,87	4,05	1,62	2,99	5,76
S2	18,41	36,50	48,06	15,15	13,60	22,60	27,55	9,00	14,93	62,10
SP	20,95	41,09	54,38	17,54	15,76	25,47	31,60	10,62	17,92	67,86
T_{max}	428	426	428	424	426	427	427	419	426	427
PI	0,13	0,11	0,11	0,14	0,14	0,11	0,13	0,16	0,17	0,09
HI	375	446	438	327	341	397	423	337	347	486
$\delta^{13}C_{org}$	–28,8	–30,3	–30,2	–28,6	–29,1	–30,9	–29,8	–29,2	–29,6	–30,6

Rövidítések: TOC összes szerves szén, teljes kőzet (%); S1 – természetes szénhidrogén-tartalom (mg CH/g kőzet); S2 – krakkolódással felszabaduló szénhidrogének (mg CH/g kőzet); SP – szénhidrogén-potenciál=S1+S2 (mg CH/g kőzet); T_{max} – az S2-höz tartozó hőmérséklet (°C); PI – produktív index; HI – hidrogén index (mg CH/g TOC)

Abbreviations: TOC total organic carbon, bulk rock (%); S1 – free hydrocarbons (mg HC/g rock); S2 – pyrolysable hydrocarbons (mg HC/g rock); SP – source potential=S1+S2 (mg HC/g rock); T_{max} – maximum temperature of S2 – (°C); PI index of productivity; HI – hydrogen index (mg HC/g TOC)

anyakőzetekre jellemző küszöbszintet (TOC > 1,0%; BISSADA 1982). A szerves anyag mennyiségi értékelésekor azonban figyelembe kell venni azt is, hogy a szerves kötésű oxigén, hidrogén, kén és nitrogén az üledékes kőzet teljes szervesanyag-tartalmának akár 50%-át is elérheti (TISSOT & WELTE 1984). Egy éretlen mintában 1% TOC gyakran 1,5–2,0% szerves anyagnak felel meg (DECONINCK et al. 2003). RÖHL et al. (2001) alapján a németországi toarci fekete pala (Posidonienschiefer) 1% TOC-t 1,3% szerves anyagot tartalmaz, így az Óbányai Aleurolit Formáció fekete palaösszletében (teljes kőzetre vonatkoztatva) átlagosan 4–8% szerves anyag őrződött meg.

A Rock–Eval pirolízis adatai (*I. táblázat*) alapján a laminált fekete pala teljes szénhidrogén-potenciálja ($SP=S_1+S_2$; a kőzet érése során képződő szénhidrogén mennyisége) 25,47–67,86 mg CH/g kőzet közötti (átlagosan 44,08 mg CH/g kőzet). A vékonyréteges fekete pala SP értéke valamivel kisebb: 10,62–20,95 mg CH/g kőzet között változik (átlagosan 16,56 mg CH/g kőzet). Valamennyi minta várható szénhidrogénhozama meghaladja a potenciális anyakőzetekre jellemző küszöbszintet (SP > 2,5 mg HC/g kőzet; BISSADA 1982); továbbá a jó, illetve kitűnő kőolaj anyakőzetekre jellemző határértéket is (SP > 6,0 mg HC/g kőzet; TISSOT & WELTE 1984). A nagy SP adatok alapján a mecseki Óbányai Aleurolit Formáció fekete palája — kedvező evolúciós feltételek között — kiváló szénhidrogén- (kőolaj-) anyakőzet.

A kerogén típusa, érettsége és összetétele

Rock–Eval pirolízis

A TOC-tartalom és a pirolízis során felszabaduló szénhidrogének mennyisége (S2) alapján a Réka-völgyi fekete pala szerves anyagának összetétele a II. típusú — azaz elsősorban tengeri alga eredetű — kerogén összetételének felel meg (*3. ábra, a*). Figyelembe véve RAUCSIK publikálatlan adatait (*3. ábra*), a laminált fekete pala TOC-tartalma és S2 értéke, valamint ez utóbbin keresztül az SP értéke tág határokon belül változik, és lényegesen meghaladhatja a DULAI et al. (1992) által közölt adatokat. A T_{max} (S2-höz tartozó hőmérséklet) értékek 419–428 °C között változnak (*I. táblázat*), azaz litológiától függetlenül valamennyi minta éretlen szerves anyagot tartalmaz (*3. ábra, b*). A T_{max}–HI (hidrogén index) diagramban a laminált fekete pala kerogénje azonban a II. típusú, a vékonyréteges fekete pala kerogénje a III. típusú (kisebb H/C arányú, általában szárazföldi növényi eredetű) kerogén hőmérsékleti érési „útvonalához" esik közelebb (*3. ábra, b*).

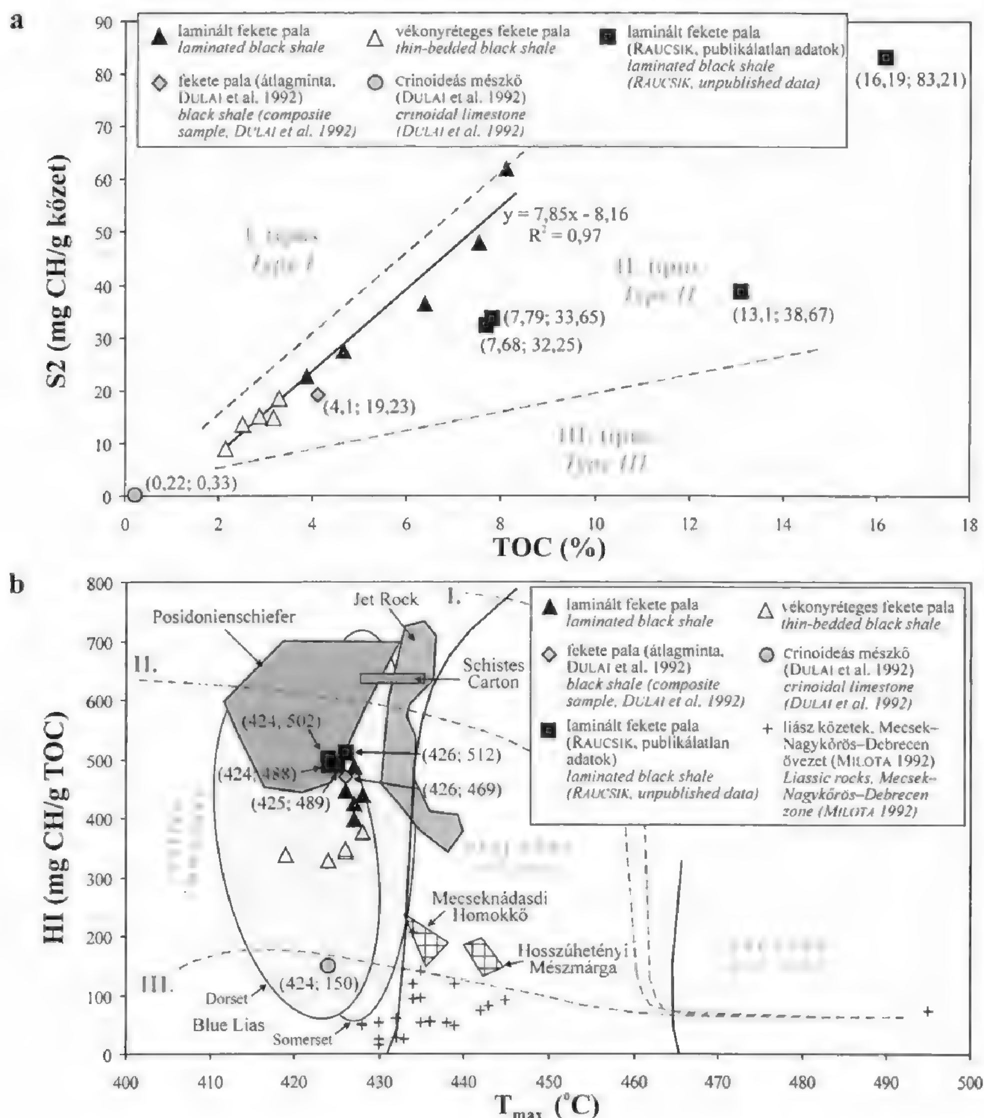
A T_{max}–HI diagramban (*3. ábra, b*) összehasonlításként a Mecsek–Nagykőrös–Debrecen övezetben szénhidrogén-kutató fúrások által feltárt alsó-jura kőzetek adatait szintén feltüntettük (MILOTA 1992). Az alföldi minták szerves anyagát — a vizsgált Óbányai Aleurolit kőzetmintáktól eltérően — kis HI értékek (döntően <150 mg CH/g TOC) jellemzik. A T_{max} adatok alapján ezek a kőzetek érettebbek

3. ábra.→ A kerogén típusának meghatározása (III. típus: kontinentális, II. típus: tengeri, I. típus: tengeri/tavi). a) TOC–S2 diagram LANGFORD & BLANC-VALLERON (1990) alapján; b) T_{max}–HI diagram, amelyen összehasonlításként néhány alsó-jura képződmény adatait is feltüntettük. A feltüntetett kőzetek: Hosszúhetényi Mészmárga Formáció pliensbachi része, Pécsvárad (RAUCSIK, publikálatlan adatok); Mecseknádasdi Homokkő Formáció, pliensbachi, Mecseknádasd, Kopasz-hegy (RAUCSIK, publikálatlan adatok); Blue Lias Formáció (hettangi–sinemuri), dorseti és somerseti szelvény (DECONINCK et al. 2003); Jet Rock, alsó-toarci, Yorkshire (SÆLEN et al. 2000); Schistes Carton, alsó-toarci, Párizsi-medence (HOLLANDER et al. 1991; KATZ 1994); Posidonienschiefer, alsó-toarci, Dotternhausen (SCHMID-RÖHL 1999; RÖHL et al. 2001)

Figure 3. → Type of kerogen (type III: terrestrial, type II: marine, type I: marine/lacustrine). a) S2 versus TOC diagram after LANGFORD & BLANC-VALLERON (1990); b) HI versus T_{max} plot. Data of some Lower Jurassic rocks are also shown for comparison. Indicated rocks: Pliensbachian part of Hosszúhetény Calcareous Marl Formation, Pécsvárad (RAUCSIK, unpublished data); Mecseknádasd Sandstone Formation, Pliensbachian, Mecseknádasd, Kopasz Hill section (RAUCSIK, unpublished data); Blue Lias Formation (Hettangian–Sinemurian), Dorset and Somerset sections (DECONINCK et al. 2003); Jet Rock, Lower Toarcian, Yorkshire (SÆLEN et al. 2000); Schistes Carton, Lower Toarcian, Paris Basin (HOLLANDER et al. 1991; KATZ 1994); Posidonienschiefer, Lower Toarcian, Dotternhausen (SCHMID-RÖHL 1999; RÖHL et al. 2001)

(éretlen–olaj zóna határa; illetve egy túlérett minta), mint a Réka-völgyi toarci fekete pala, azonban az alföldi alsó-jura kőzetek összetételét tükröző mintapontok a III. típusú kerogénre jellemző érési „útvonal" mentén, illetve az alatt csoportosulnak. A kerogén típusában megfigyelhető különbség alapján nem valószínű, hogy ezek a — pontosabban meg nem határozott — liász anyakőzetek a toarci Óbányai Aleurolit Formáció fekete palájának megfelelői lennének.

Mérési eredményeinket összevetettük néhány mecseki szerves anyagban gazdag képződmény (RAUCSIK, publikálatlan adatok), valamint ismert külföldi liász anyakőzet (HOLLANDER et al. 1991; KATZ 1994; SCHMID-RÖHL 1999; SÆLEN et al. 2000; RÖHL et al. 2001; DECONINCK et al. 2003) szerves geokémiai adataival is (*3. ábra, b*). A



Hosszúhetényi Mészmárga Formáció pliensbachi szakaszából származó bitumenes mészmárgák (Pécsvárad, felhagyott kőfejtő; RAUCSIK & MERÉNYI 2000) szerves anyaga az érett (olaj zóna), III. típusú kerogén összetételével párhuzamosítható, így jól elkülönül a Réka-völgyi fekete pala kerogénjétől. Az Óbányai Aleurolit Formáció rétegtani fekvője, a pliensbachi Mecseknádasdi Homokkő Formáció szintén tartalmaz szerves anyagban gazdag szinteket (Mecseknádasd, Kopasz-hegy; RAUCSIK & MERÉNYI 2000), azonban — összhangban a mélyebb rétegtani helyzettel és a gyakran szenesedett növénymaradványokat tartalmazó zagyárüledékek gyakoriságával — a kerogén valamivel érettebb és III. típusú.

A világszerte ismert brit alsó-jura fekete palák közül a dorseti kőolajmező (Dél-Anglia) szénhidrogénjének legjelentősebb anyakőzetét a hettangi–sinemuri hemipelágikus mészkövek, márgák és fekete palák (Blue Lias Formation) alkotják (WIGNALL & HALLAM 1991; DECONINCK et al. 2003). Mind a somerseti (0,5–11,8% TOC, átlagosan 2,7%; T_{max}: 421–434 °C, átlagosan 427 °C), mind a dorseti (0,25–12,2% TOC, átlagosan 4%; T_{max}: 410–430 °C, átlagosan 421 °C) szelvényből származó minták kerogénje éretlen (DECONINCK et al. 2003). A HI (55–728 mg CH/g TOC) széles tartományon belül változik (*3. ábra, b*). A szerves anyagban szegény mintákban a IV. típusú kerogén megjelenését a fekete palákban található, uralkodóan II. típusú (tengeri) kerogén átalakulásával magyarázzák (DECONINCK et al. 2003). A toarci óceáni anoxikus esemény során kialakult híres angliai kőolaj-anyakőzet, az alsó-toarci (*falciferum* zóna) Jet Rock (Whitby Mudstone Formáció) laminált fekete palájában a TOC-tartalom általában 2 és 15% között változik (JENKYNS 1985, 1988; JENKYNS & CLAYTON 1997; SÆLEN et al. 2000), egyes szelvényekben — az *exaratum* szubzónában — azonban 20% körüli maximumot is elérhet (WIGNALL & HALLAM 1991; SÆLEN et al. 2000). SÆLEN et al. (2000) alapján az Észak-Yorkshire-i partvidék feltárásaiból származó minták kerogénje II. típusú (2,1–16,4% TOC, átlagosan 6,9%; T_{max}: 422–439 °C, átlagosan 434 °C; HI: 349–734 mg CH/g TOC, átlagosan 531 mg CH/g TOC), uralkodóan az éretlen–olaj zóna hőmérsékleti határán található (*3. ábra, b*). Döntően éretlen, II. típusú kerogént tartalmaz a Párizsi-medencében található alsó-toarci fekete pala, a Schistes Carton is (~1–12% TOC, átlagosan 6,17%; T_{max}: 428–435 °C; HI: 537–721 mg HC/g TOC, átlagosan 640 mg HC/g TOC), azonban — a Jet Rock-hoz hasonlóan — számos minta az olajzónának megfelelő érettségű (HOLLANDER et al. 1991; KATZ 1994). A toarci óceáni anoxikus esemény hatására felhalmozódott szerves anyagban gazdag kőzetek németországi képviselője a posidoniás pala (Posidonienschiefer), amelyet mészkőszintekkel tagolt bitumenes mudstone (1–10% TOC) és laminált olajpala (>10% TOC) alkot (KÜSPERT 1982; SCHMID-ROHL 1999; RÖHL et al. 2001). A dotternhauseni szelvényben a képződmény TOC-tartalma 0,2–16,0% között változik (átlagosan 6,2%); a kerogén éretlen (T_{max}: 411–433 °C, átlagosan 423 °C), II. típusú (*3. ábra, b*). A HI általában 400 mg CH/g TOC feletti (átlagosan 581 mg CH/g TOC), azonban a bioturbált márgákban (~1% TOC) ennél kisebb (~100–350 mg CH/g TOC) értékek is előfordulnak. A kis HI értékeket az oxikus üledékképződési környezetben végbement nagyobb mértékű szervesanyag-degradációval magyarázzák (SCHMID-RÖHL 1999; RÖHL et al. 2001).

A bemutatott eredmények alapján az Óbányai Aleurolit Formáció jól párhuzamosítható a klasszikus nyugat-európai kifejlődési területek toarci anoxikus képződményeivel, azonban a Réka-völgyi fekete pala kerogénje határozottan kisebb

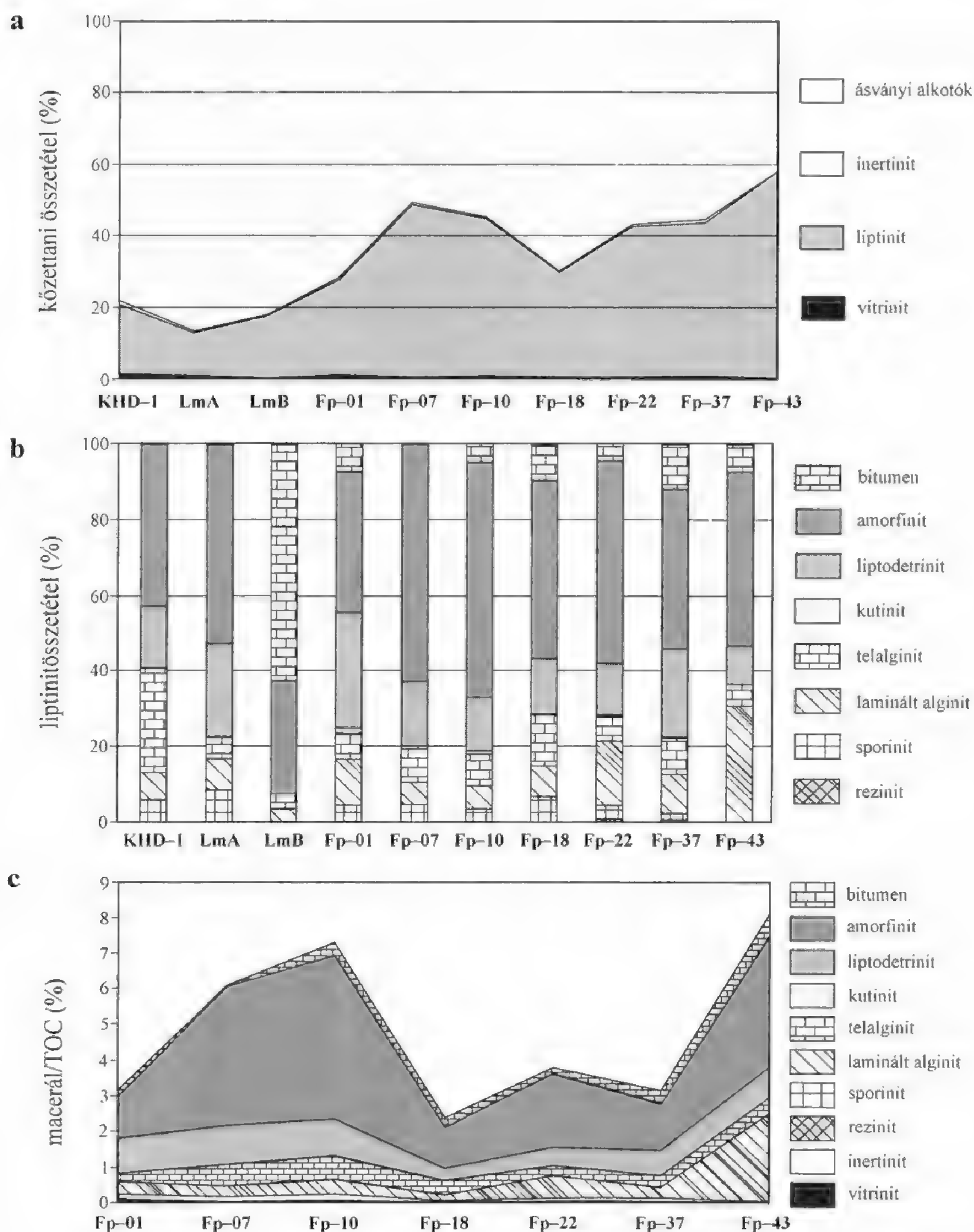
H/C arányra utaló HI értékekkel jellemezhető, ami a kerogén eltérő eredetére, illetve összetételi arányára utalhat. Az európai epikontinentális selfen felhalmozódott toarci fekete palákhoz (Jet Rock, Schistes Carton, Posidonienschiefer) képest a mecseki halaspala kerogénjében látszólag kisebb a bakteriális és fitoplankton eredetű, valamint nagyobb a szárazföldi, magasabbrendű növényekből származó szerves anyag mennyisége. Ez összhangban lehet a mecseki rétegsorban a zagyárüledékek megjelenésével, azonban nem szabad figyelmen kívül hagyni azt sem, hogy az általunk vizsgált minták felszíni feltárásból származnak, ezért bizonyos mértékű utólagos oxidációval is számolnunk kell. A vizsgált laminált és vékonyréteges palaminták összetételében megfigyelt különbség — a Blue Lias Formáció és a Posidonienschiefer kőzeteihez hasonlóan — azonban nem feltétlenül a kontinentális, illetve tengeri eredetű szerves anyag arányának ingadozására vezethető vissza. A vékonyréteges fekete pala kisebb TOC-tartalmát és a kisebb HI értékeket — a kőzettani és mikrofácies jellegek által bizonyított jelentősebb bioturbáció (lamináció hiánya) következtében — a labilis tengeri eredetű szerves anyag korai diagenetikus oxidációja is okozhatta.

Vizuális kerogénanalízis

A mikroszkópos vizsgálat alapján a kiválasztott kőzetminták finomszemcsés aleuritból és aleuritos agyagból állnak. Durvább szemcsés kifejlődés a zagyárüledékek környezetéből származó Fp–43 jelű mintára jellemző, amelyben a 0,1–0,2 mm közé eső, sarkított élű kvarcszemcsék gyakoriak. A szelvényben folyamatos a halpikkelyek jelenléte, legtöbbször töredékes formában; méretük általában 20–50 μm.

A szerves kőzettani vizsgálat alapján a pliensbachi Mecseknádasdi Homokkő Formációból származó mintához és a közvetlen fekü lemezes mészmárgához képest a fekete palában a szerves anyag mennyisége nagyobb, a macerálcsoportok mennyiségi arányában azonban nem figyelhető meg lényeges különbség (*4. ábra, a*). A teljes szerves anyaghoz viszonyítva valamennyi mintában a legnagyobb H/C atomarányú macerálcsoport, a liptinit uralkodó jellege figyelhető meg, az inertinit (inertodetrinit, szekretinit és fuzinit fordult elő) és a vitrinit (telinit és vitrodetrinit fordult elő) mennyisége — azaz a szárazföldi eredetű szerves anyag — nem számottevő (*II. táblázat*). A vizsgált Réka-völgyi alsó-toarci szelvényben a szárazföldi szerves anyag beszállítása alárendelt, többé-kevésbé kiegyenlített, a teljes szerves anyag mennyiségére nézve kisebb, mint 3,2%. Figyelembe véve, hogy a Schistes Carton üledékgyűjtőjében a szárazföldi eredetű szerves anyag mennyisége a 10%-ot is elérheti (HOLLANDER et al. 1991), az európai epikontinentális selfen felhalmozódott toarci fekete palákhoz képest a Réka-völgyi fekete pala kerogénjének összetétele nem a szárazföldi növényekből származó szerves anyag mennyiségét tükrözi.

A liptinitet a fekete palában legnagyobb arányban az amorfinit, az alginit és a liptodetrinit képviseli. A bitumen mennyisége kevés, továbbá — alárendelt mennyiségben — kutinit, sporinit és rezinit fordul elő (*4. ábra, b*). A szárazföldi szerves anyagot reprezentáló macerálok közül a sporinit szerepe a legjelentősebb, mennyisége a Réka-völgyi szelvényben alulról fölfelé haladva csökkenő tendenciát mutat. Kutinit és rezinit — elsősorban a vizsgált szelvény középső és alsó szakaszán — csak



4. ábra. A szerves petrográfiai vizsgálat eredménye. a) A vizsgált minták szerves kőzettani összetétele; b) A liptinit-csoport maceráljainak relatív mennyisége; c) A macerálösszetétel TOC (%)-hoz viszonyított változása a fekete palában. Összehasonlításként a Mecseknádasdi Homokkő Formációból egy szerves anyagban gazdag agyagpalát (KHD–1), valamint az Óbányai Aleurolit Formációból — a fekete pala feküjéből — két laminált mészmárgát (LmA és LmB) tüntettünk fel

Figure 4. Results of organic petrography. a) Organic petrographic composition of the studied samples; b) Relative abundance of macerals of liptinite group; c) Distribution of macerals relative to the TOC (%) for the black shale samples. An organic-rich shale sample from Mecseknádasd Sandstone Formation (KHD–1) and two underlying laminated calcareous marl samples from Óbánya Siltstone Formation (LmA and LmB) are shown for comparison

nyomokban található. Az alakos összetevők közül — abszolút mennyiségét tekintve — a liptinit leginkább laminált alginitként jelenik meg. A döntően bentosz eredetű algaszőnyeg megtartása változó; vékony lamellákból álló kötegeket alkot, amelyek sárgásbarna–narancsszínnel floureszkálnak. A fekete palában a laminált alginit többnyire bontott, gyakran átmenetet mutat a liptodetrinit és a diffúz amorfinit felé; szöveti felépítése döntően flázeres megjelenésű. Ép, összefüggő formában csak az Fp–43 minta egyes rétegeiben figyelhető meg. Az LmB mintában a laminált alginit sötétszürke színű, vagy nem floureszkáló, mozaikos szövetű bitumenné alakult. A laminált alginit flázeres szövete a bakonyi toarci palákban megfigyeltekhez hasonló (HÁMORNÉ VIDÓ 1998), továbbá mozgatott aljzatra utalhat.

II. táblázat. A vizsgált minták szerves anyagának szerves kőzettani összetétele

Table II. Organic petrographic composition of the organic matter of the studied samples

	vitrinit	liptinit	inertinit
		%	
KHD-1	5,4	91,9	2,7
LmA	7,5	90,0	2,5
LmB	0,0	100,0	0,0
Fp–01	3,9	95,1	1,0
Fp–07	0,9	98,1	0,9
Fp–10	1,3	98,0	0,7
Fp–18	0,9	99,1	0,0
Fp–22	0,7	98,6	0,7
Fp–37	1,2	97,0	1,8
Fp–43	0,0	100,0	0,0

Mintajelolés: KHD – szerves anyagban gazdag agyagpala, Mecseknádasdi Homokkő Formáció, Kopasz-hegy; Lm – laminált mészmárga, Óbányai Aleurolit Formáció, Réka-völgy; Fp – fekete pala, Óbányai Aleurolit Formáció, Réka-völgy.

Sample code: KHD – organic-rich shale, Mecseknádasd Sandstone Formation, Kopasz Hill; Lm – laminated calcareous marl, Óbánya Siltstone Formation, Réka Valley; Fp – black shale, Óbánya Siltstone Formation, Réka Valley

A planktoni eredetű szerves anyagot a telalgint képviseli. Aránya a Mecseknádasdi Homokkő Formációból származó mintában a legnagyobb. A telalginitet a Réka-völgyi szelvény felső szakaszán (Fp–22, Fp–37 és Fp–43 minták) nagyobb részt — helyenként kőzatalkozó mennyiségben — dinoflagellata és 5 μm alatti nannoplankton-maradványok alkotják, míg az alsó és középső részén (Fp–01 és Fp–18 minták) tasmanites típusú (vastag falú, magányos, lebegtetett alakok, ahol a védőszövet falvastagsága a teljes hossz legalább tizedrésze) algamaradványok is láthatók. Érdemes megjegyezni, hogy a Réka-völgyi fekete pala feltárásának alsó részén a planktoni eredetű és a bentosz szerves anyag aránya hasonló, helyenként planktoni dominanciával, míg a vizsgált szakasz felső részén a telalginit mennyisége háttérbe szorul, ezzel párhuzamosan a bentosz eredetű algaszőnyegre utaló laminált alginit relatív mennyisége növekszik meg (*4. ábra, b–c*).

A liptodetrinit a planktoni eredetű szövetekből és a degradált laminált alginitből tevődik össze. A lebontás mértékét mutatja, hogy — az alakos macerálok mellett — jelentős a diffúz megjelenésű, sárgásbarna, vörösesbarna, időnként okkersárga fluoreszcenciájú amorfinit mennyisége. Relatív arányának megítélését a szerves anyag finom eloszlása megnehezíti, ezért mennyisége a macerálösszetétel szempontjából valószínűleg kissé túlértékelt, amit az Fp–10 mintánál a kőzettani összetétel alapján készített és a TOC%-ra visszaszámított ábra is mutat (*4. ábra, c*).

A minták mindegyikében észlelt több–kevesebb bitumen a szerves anyag mállottságára utal. A bitumen többnyire foltokban jelentkezik, az amorfinit egy része, vagy a laminált alginit alakult át ilyen nem floureszkáló elegyrésszé. A bitu-

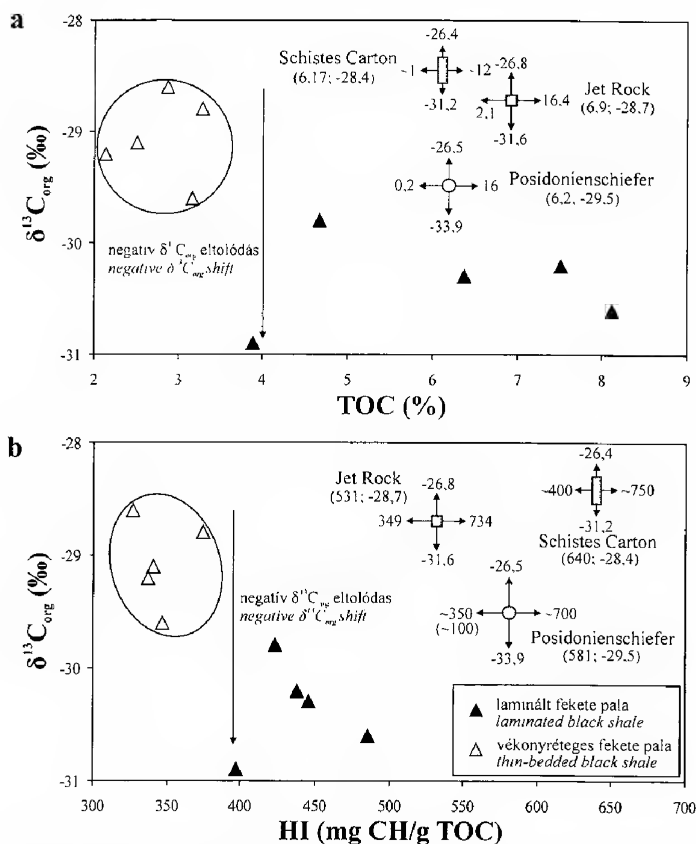
men relatív mennyisége az LmB mintában a legnagyobb, amelyben a laminált alginit alakult át nem fluoreszkáló szerves anyaggá. A vékonyréteges fekete palában (Fp–1, Fp–18 és Fp–37) a bitumen mennyisége nagyobb, mint a laminált kifejlődésben (Fp–7, Fp–10, Fp–22 és Fp–43), ami a szerves anyag korai diagenetikus oxidációját igazolja (*4. ábra, b*). A mállottság — a szerves anyag átalakultságán kívül — azonban a pirit vas-oxihidroxiddá való átalakulásában is megfigyelhető, ami a feltárásban végbement utólagos oxidáció eredménye. Az üledékbe zárt pirit megtartása alapján csak az Fp–07 és az Fp–10 jelű minták minősíthetők üdének. Ez a megfigyelés, továbbá — a szerves petrográfiai eredmények alapján — a szárazföldi eredetű szerves anyag alárendelt mennyisége arra hívja fel a figyelmet, hogy a Réka-völgyi mintákban a HI értéke valószínűleg utólagos oxidáció következtében csökkent, így a legtöbb minta szénhidrogén-potenciál és szervesanyag-tartalom szempontjából alulértékeltnek tekintendő.

A Réka-völgyi fekete palában a vitrinit alárendelt szerepet játszik (*II. táblázat*), többnyire apró törmelékként látható, mérete nem haladja meg az 5–10 μm-t, továbbá a 100 μm-nél nagyobb telinitszemcsék csak szórványosan fordulnak elő. A vitrinitreflexió mérés ezért a Mecseknádasdi Homokkő Formációt képviselő KHD–1 mintán történt. A teliniten mért reflexió (R_o) értéke 0,503%, ami egyértelműen éretlen kerogént jelez. A terület földtani felépítéséből kiindulva feltételezhető, hogy a több ezer méter vastagságú jura üledék felhalmozódása (átlagos geotermikus felfűtést tételezve fel) egyenletesen süllyedő medencében történt, majd a kréta szerkezetalakulás kiemelkedéshez vezetett. A viszonylagos felszínközeli helyzet a vitrinitreflexió adatok alapján a későbbi korokban sem változott (HÁMORNÉ VIDÓ 1995)

Izotóp-geokémiai vizsgálat

A kerogén stabil szénizotópos összetétele –30,9 és –28,6‰ közötti (*I. táblázat*). A nagyobb TOC-tartalmú és hidrogén indexű laminált fekete palákban a $\delta^{13}C_{org}$ értékek negatívabbak, mint a vékonyréteges fekete palákban (*5. ábra*). A tengeri plankton biomasszát –24 és –18‰ közötti $\delta^{13}C_{org}$ összetétel (LEWAN 1986; RÖHL et al. 2001), továbbá a fekete-tengeri plankton biomasszát –25‰ körüli $\delta^{13}C_{org}$ értékek jellemzik (FREEMAN et al. 1994). Figyelembe véve, hogy a — hasonlóan toarci korú — Úrkúti Mangánérc Formáció kőzeteiből izolált kerogén $\delta^{13}C_{org}$ értékei –33,3 és –30,7‰ között ingadoznak (VETŐ et al. 1997), a kapott adatok nem kiemelkedően negatív összetételű, de izotóposan könnyű kerogénre utalnak.

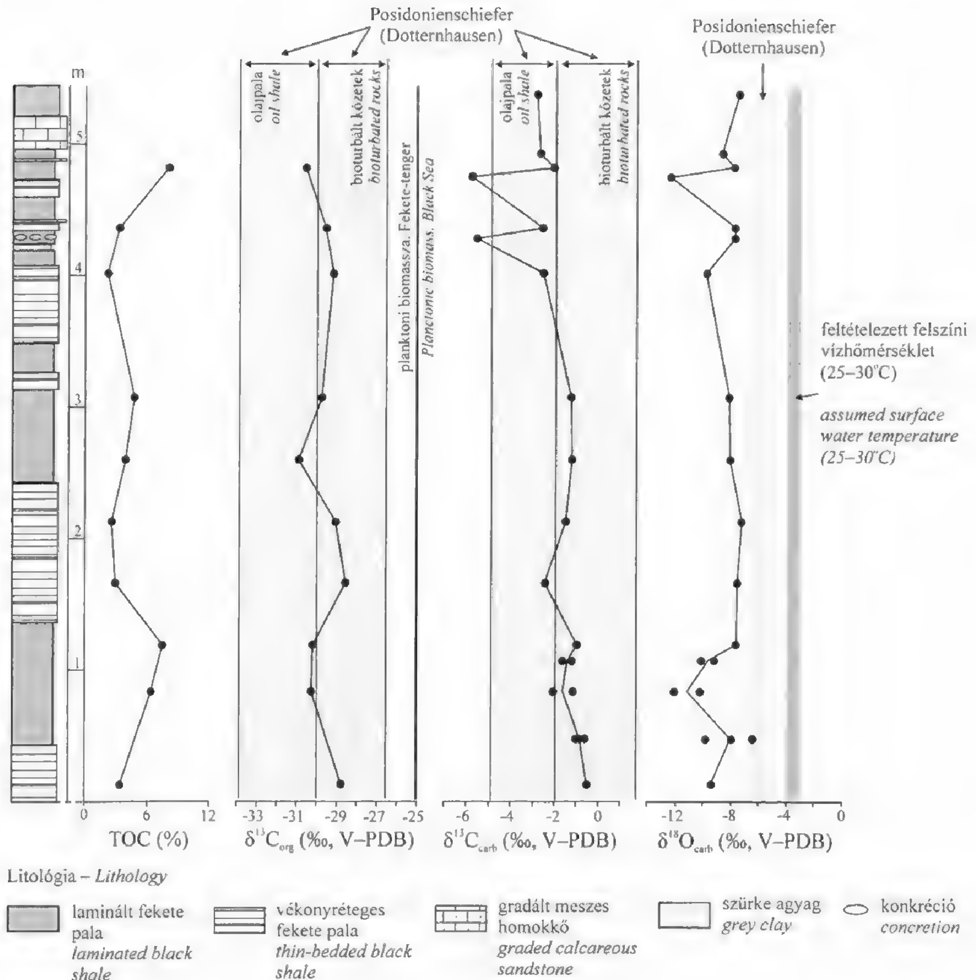
Hasonló — a tengeri plankton biomasszához képest ~4–7‰-es negatív $\delta^{13}C_{org}$ eltolódást jelző (a lelőhely és az alapvonal függvényében változó) — tartományon belül mozognak a kora-toarci óceáni anoxikus esemény során felhalmozódott nyugat-európai fekete palaösszletek kerogénjére jellemző $\delta^{13}C_{org}$-értékek (KÜSPERT 1982; JENKYNS 1985, 1988; JENKYNS & CLAYTON 1997; KEMP et al. 2005). Az *5. ábrán* feltüntetett adatok alapján a Jet Rock $\delta^{13}C_{org}$ értéke –31,6 és –26,8‰ között változik, a Schistes Carton $\delta^{13}C_{org}$ értéke –31,2 és –26,4‰ közötti, míg a Posidonienschiefer megfelelő izotópos összetétele –33,9 és –26,5‰ közötti értékeket vesz fel (HOLLANDER et al. 1991; KATZ 1994; SCHMID-RÖHL 1999; SÆLEN et al. 2000; RÖHL et al. 2001; SCHMID-RÖHL et al. 2002). A Posidonienschiefer dotternhauseni szelvényében a *falciferum* ammonitesz-



5. ábra. A kerogén stabil szénizotópos összetétele. a) TOC–$\delta^{13}C_{org}$ (V–PDB) diagram; b) HI–$\delta^{13}C_{org}$ (V–PDB) diagram. Összehasonlításként néhány alsó-toarci fekete pala átlagos adatait (zárójelben), valamint minimális és maximális értékeit (nyilak) szintén jelöltük. A feltüntetett kőzetek: Jet Rock, Yorkshire (SÆLEN et al. 2000); Schistes Carton, Párizsi-medence (HOLLANDER et al. 1991; KATZ 1994); Posidonienschiefer, Dotternhausen (SCHMID-ROHL 1999; RÖHL et al. 2001; SCHMID-RÖHL et al. 2002)

Figure 5. Carbon isotopic composition of kerogen. a) $\delta^{13}C_{org}$ (V–PDB) versus TOC diagram; b) $\delta^{13}C_{org}$ (V–PDB) versus HI plot. Average data (in brackets) with minimum and maximum values (arrows) of some Lower Toarcian black shales are also shown for comparison. Indicated rocks: Jet Rock, Yorkshire (SÆLEN et al. 2000); Schistes Carton, Paris Basin (HOLLANDER et al. 1991; KATZ 1994); Posidonienschiefer, Dotternhausen (SCHMID-RÖHL 1999; RÖHL et al. 2001; SCHMID-RÖHL et al. 2002)

zóna alsó részére (elsősorban az *elegantulum* és az *exaratum* szubzónák) jellemzőek a legnegatívabb (<-32‰) $\delta^{13}C_{org}$ értékek (SCHMID-RÖHL 1999; RÖHL et al. 2001; SCHMID-RÖHL et al. 2002). A Jet Rock részletes izotóp-geokémiai vizsgálatakor szintén a *falciferum* ammonitesz-zóna alsó részén figyelték meg a legnagyobb negatív $\delta^{13}C_{org}$ kitérést: az *exaratum* szubzóna alsó részét képviselő minták $\delta^{13}C_{org}$ értéke –33 és –30‰ között ingadozik (JENKYNS & CLAYTON 1997; SÆLEN et al. 2000; KEMP et al. 2005).



6. ábra. A TOC, a $\delta^{13}C$ és a $\delta^{18}O$ adatok változása az Óbányai Aleurolit Réka-völgyi szelvényében (Mecsek hegység). A feltüntetett további adatok: alsó-toarci Posidonienschiefer, Dotternhausen (SCHMID-RÖHL 1999; RÖHL et al. 2001); fekete-tengeri plankton biomassza FREEMAN et al. (1994) alapján; feltételezett trópusi–szubtrópusi felszíni vízhőmérséklet SCHMID-RÖHL (1999) és ROHL et al. (2001) alapján

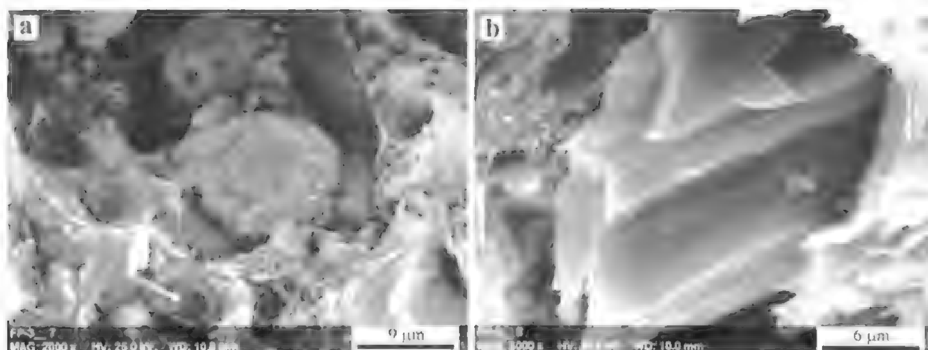
Figure 6. TOC, $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ data of the Óbánya Siltstone section (Mecsek Mountains, Réka Valley). Other indicated data: Lower Toarcian Posidonienschiefer, Dotternhausen (SCHMID-RÖHL 1999; RÖHL et al. 2001); Black Sea plankton biomass after FREEMAN et al. (1994); assumed range of subtropical to tropical surface water temperatures after SCHMID-ROHL (1999) and RÖHL et al. (2001)

Adatainkat a vizsgált Réka-völgyi szelvényben a mélység függvényében ábrázolva a TOC és a $\delta^{13}C_{org}$ értékek ellentétes változását figyelhetjük meg (*6. ábra*). A nyugat-európai fekete palaösszletek vizsgálatakor hasonló összefüggésről számolt be HESSELBO et al. (2000), SÆLEN et al. (2000), RÖHL et al. (2001) és SCHMID-RÖHL et al. (2002), továbbá felhívták a figyelmet arra, hogy a legnagyobb mértékű szervesanyag-dúsulás — a *falciferum* ammonitesz-zóna alsó részén — a $\delta^{13}C_{org}$

értékek minimumával korrelál. A Posidonienschiefer dotternhauseni szelvényében határozott különbség figyelhető meg a bioturbált mudstone (–30,0 és –26,5‰ közötti) és az olajpala (-33,9 és –30,0‰ közötti) stabil szénizotópos összetételében (SCHMID-RÖHL 1999; RÖHL et al. 2001; SCHMID-RÖHL et al. 2002). Hasonló szabályszerűséget mutatnak a Réka-völgyi minták is, amelyekben — egy kivétellel — a laminált fekete pala $\delta^{13}C_{org}$ értékei szintén kisebbek, mint –30‰ (*5. ábra*). A vékonyréteges kőzettípus valamivel kevésbé negatív $\delta^{13}C_{org}$ értéke a tengeri szerves anyag korai diagenetikus, bioturbációra visszavezethető oxidációját támasztja alá, vagy a különböző eredetű szervesanyag-típusok eltérő arányát mutatja. A korai diagenezis izotópösszetételre gyakorolt lényeges hatását támasztja alá az a tény is, hogy a karbonát és a kerogén szénizotópos összetétele gyenge negatív korrelációt mutat (R~–0,5), ami azt sugallja, hogy a diagenezis korai stádiumában a szerves frakcióból felszabaduló szén beépülhetett a karbonátba, ezzel izotóposan kevésbé negatív kerogént és erősebben negatív karbonátot eredményezve (POLGÁRI et al. 1991).

A karbonát eredete és összetétele

A karbonátszemcsék jellemzéséhez, továbbá a legfontosabb karbonáttermelő szervezetek azonosításához pásztázó elektronmikroszkópos (SEM) megfigyeléseket végeztünk. A szekunder elektronképek (SEI) alapján azonban a karbonátszemcsék kis mérete, illetve átalakultsága nem tette lehetővé sem a mennyiségi, sem a minőségi vizsgálatot (*7. ábra*). Eredményeinket megerősíti MATTIOLI (2006, szóbeli



7. ábra. Az Óbányai Aleurolit Formáció karbonátjának szekunder elektronképei (SEI). a) framboidális pirit, ami gyakran üres *Schizosphaerella*-vázat tölt ki, az előtérben szétesett schizospherák láthatók (nyíl); b) pátos biolkaszt- vagy cementtöredék

Figure 7. Secondary electron image (SEI) photomicrographs of carbonates of the Óbánya Siltstone Formation. a) a pyrite framboid which is usually found to infill the empty valves of Schizosphaerella, in proximity we can see some fragments of broken schizospheres (arrow); b) sparitic bioclast or cement fragment

közlés) megfigyelése is, aki szerint a Réka-völgyi minták finom frakciója nannofosszíliákban szegény, továbbá ezek gyenge–mérsékelt megtartási állapotúak. A toarci egyik legfontosabb karbonáttermelője, a *Schizosphaerella*, szinte teljesen hiányzik a vizsgált mintákból. Ez összhangban van BALDANZA et al. (1995) megállapításával, amely szerint ez a viszonylag ellenálló mészvázú nannofosszília

III. táblázat. Az Óbányai Aleurolit minták karbonátjának stabil szén- és oxigénizotóp értékei (‰)

Table III. Measured $\delta^{13}C_{carb}$ and $\delta^{18}O_{carb}$ values (‰) of the Óbánya Siltstone samples

	$\delta^{13}C_{carb}$	$\delta^{18}O_{carb}$
Fp–1	–0,5	–9,4
Fp–4/1	–0,8	–8,0
Fp–4/2	–0,6	–9,8
Fp–4/3	–1,0	–6,5
F9–7/1	–1,1	–12,1
Fp–7/2	–2,0	–10,2
Fp–9/1	–1,2	–10,1
Fp–9/2	–1,6	–9,2
Fp–10	–1,0	–7,7
Fp–14	–2,4	–7,5
Fp–18	–1,5	–7,2
Fp–22	–1,2	–8,1
Fp–26	–1,3	–8,2
Fp–34	–2,5	–9,8
Fp–36K	–5,6	–7,8
Fp–37	–2,5	–7,7
Fp–42	–5,8	–12,4
Fp–43	–2,1	–7,8
Fp–44	–2,7	–8,7
Fp–46	–2,8	–7,4

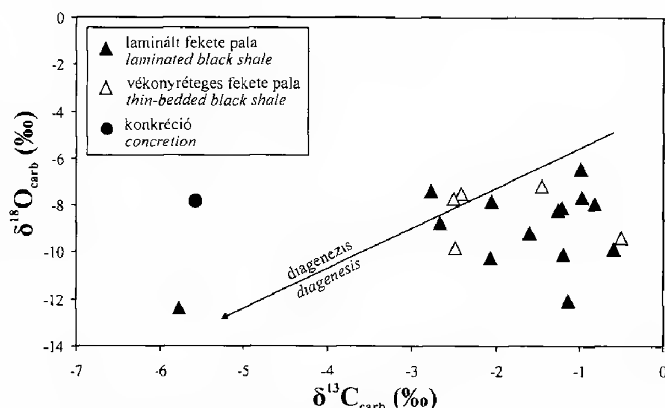
nemzetség — hiánya ezért nem magyarázható a rossz megőrződéssel — alárendelt mennyiségben fordul elő a magyarországi alsó-jura szelvényekben. A karbonátfrakció döntő részét mikrites karbonát (<2 μm) alkotja, továbbá 6–7 μm körüli karbonátfragmentumok — valószínűleg pátos cement — figyelhetők meg (*7. ábra*).

A karbonát stabil szénizotópos összetétele ($\delta^{13}C_{carb}$, V–PDB) –5,8 és –0,5‰ közötti, stabil oxigénizotópos összetétele ($\delta^{18}O_{carb}$, V–PDB) –12,4 és –6,5‰ között változik a fekete palában; a vizsgált karbonátkonkréció izotópos összetétele szintén ezekbe a tartományokba esik (*III. táblázat*). A laminált és a vékonyréteges fekete pala karbonátjának összetételében nem figyelhető meg szabályszerűség (*8. ábra*). Adatainkat a mélység függvényében ábrázolva a $\delta^{13}C_{org}$ és a $\delta^{13}C_{carb}$ értékek között nincs határozott összefüggés (*6. ábra*).

Hesselbo et al. (2000) alapján néhány kiválasztott európai toarci szelvényben (Mochras Farm, Wales; Porto de Mós, Portugália; Fuente de la Vidriera, Spanyolország) a $\delta^{13}C_{carb}$ (V–PDB) értékek átlagosan 0–3‰ között ingadoznak. Ehhez viszonyítva jelentős, 4–5‰-es negatív kitérést a walesi szelvényben, a *falciferum* ammoniteszzóna alsó részén (minimum: –4‰) figyeltek meg. A *falciferum* ammonitesz-zóna felső részén 1–3‰-es pozitív kitérést a spanyolországi szerves anyagban szegény tengeri karbonátok mutatnak. A Posidonienschiefer dotternhauseni szelvényében hasonló intervallumban (–2 és +1,76‰ között) változik — azaz a modern tengeri karbonátok összetételére jellemző 0‰ körül ingadozik — a bitumenes mudstone és bioturbált márga kőzetekben mért $\delta^{13}C_{carb}$ összetétel, negatív eltolódás csak az olajpalára (–5 és –2‰ között) és a diagenetikus karbonátszintekre jellemző (Schmid-Röhl 1999; Röhl et al. 2001; Schmid-Röhl et al. 2002). Figyelembe véve továbbá, hogy a Posidonienschiefer szelvényeiben — a Belluno-árok (Olaszország) alsó-toarci kőzeteihez hasonlóan (Jenkyns et al. 2001; Kemp et al. 2005) — a $\delta^{13}C_{org}$ és a $\delta^{13}C_{carb}$ értékek párhuzamosan változnak (Küspert 1982; Schmid-Röhl 1999; Röhl et al. 2001; Schmid-Röhl et al. 2002), mérési eredményeink a diagenezis homogenizáló hatását tükrözik.

A Réka-völgyi minták $\delta^{18}O_{carb}$ értékeinek jelentős mértékű diagenetikus felülbélyegzését támasztja alá az is, hogy a kora-toarciban a trópusi–szubtrópusi selftengeri régió fotikus zónájában feltételezett 25–30 °C-os vízhőmérsékletnek –4 és –3‰ közötti $\delta^{18}O_{carb}$ értékek felelnek meg (Röhl et al. 2001; Schmid-Rohl et al. 2002). A kiváló megtartású schizosphaerellákat és coccolitokat tartalmazó Posidonienschiefer $\delta^{18}O_{carb}$ értékei (a karbonátszintek kivételével) –6,7 és –5‰ között változnak (*6. ábra*), amelyet az üledékgyűjtő felszíni vízrétegében

bekövetkezett 2–5‰-es sótartalom-csökkenéssel magyaráznak (SCHMID-RÖHL 1999; RÖHL et al. 2001; SCHMID-RÖHL et al. 2002). Az Óbányai Aleurolit Formáció kőzeteire jellemző, uralkodóan –9 és –7‰ közötti stabil oxigénizotóp értékek viszonylag nagy víz/kőzet arányt és homogén (késő) diagenetikus fluidumot jeleznek, ezért sem a hőmérséklet, sem a sótartalom becslésére nem használhatók fel.



8. ábra. A karbonát stabilizotópos összetétele: $\delta^{13}C_{carb}$ (V–PDB)–$\delta^{18}O_{carb}$ (V–PDB) diagram

Figure 8. Isotopic composition of carbonate: $\delta^{18}O_{carb}$ (V–PDB) versus $\delta^{13}C_{carb}$ (V–PDB) plot

Diszkusszió

A kora-toarciban (~183 millió éve) — földtörténeti léptékkel mérve — viszonylag rövid idő alatt több hirtelen, globális környezeti változás („krízis") jelentkezett. A bioszférát érintő változások közül legfontosabb a szárazföldi és a tengeri szervezetek tömeges kihalása (JENKYNS 1985, 1988; PÁLFY & SMITH 2000; PÁLFY et al. 2002; MATTIOLI et al. 2004), valamint az alsó-toarci rétegekre (Észak-nyugat Európában a *falciferum* ammoniteszzóna alsó része, Dél-Európában a *polymorphum* ammonitesz-zóna legfelső része) jellemző, minden fő szénrezervoárban (tengeri szerves anyag, tengeri karbonát, szárazföldi növények) megfigyelhető ~5–7‰-es negatív $\delta^{13}C$ kitérés (KÜSPERT 1982; JENKYNS 1985, 1988; JENKYNS & CLAYTON 1997; HESSELBO et al. 2000; MATTIOLI et al. 2004; KEMP et al. 2005). A paleohőmérsékleti bizonyítékok a tengervíz hőmérsékletének hirtelen emelkedését jelzik (JENKYNS & CLAYTON 1997; ROSALES et al. 2004; KEMP et al. 2005), továbbá a globális átlaghőmérséklet emelkedése a kémiai mállási ráta ~400–800%-os növekedését eredményezte, amelyre a tengervíz $^{87}Sr/^{86}Sr$ és $^{187}Os/^{188}Os$ izotóparányainak jellegzetes változása utal a *Harpoceras exaratum* ammonitesz-szubzónában (PÁLFY & SMITH 2000; COHEN et al. 2004; KEMP et al. 2005). A kora-toarciban a szerves anyag betemetődésének mértéke szintén jelentősen megemelkedett (globális óceáni anoxikus esemény), ami világszerte fekete palát tartalmazó rétegsorok kialakulásához vezetett (JENKYNS 1985, 1988; JENKYNS & CLAYTON 1997).

A jelentős szervesanyag-felhalmozódás kiváltó okainak feltárására és a jellegzetes negatív $\delta^{13}C$ eltolódás értelmezésére több modell született. A legfontosabb mechanizmusok, amelyek együttes hatása a kora-toarci óceáni anoxikus esemény kialakulását eredményezte a következők: vulkáni aktivitás (Karoo–Ferrar kontinentális platóbazalt vulkanizmus) következtében megemelkedett CO_2-emisszió; a relatív tengerszint és az óceáni áramlások globális változása; a feláramlási zónákban

megemelkedett biomassza-produktivitás (JENKYNS 1985, 1988; JENKYNS & CLAYTON 1997; VETŐ et al. 1997; PÁLFY & SMITH 2000; RÖHL et al. 2001; SCHMID-RÖHL et al. 2002; MATTIOLI et al. 2004). A relatív tengerszint emelkedésével párhuzamosan az anoxikus aljzatvízben — az O_2-minimum zóna kiterjedése következtében — a szerves anyag degradációjából származó, izotóposan könnyű CO_2 intenzív felszabadulását lokális–regionális okként (RÖHL et al. 2001; SCHMID-RÖHL et al. 2002), a kora-toarcira jellemző viszonylag meleg klímán a metán-hidrát tömeges disszociációját a kontinensperemi üledékekben globális okként tartják számon (HESSELBO et al. 2000; KEMP et al. 2005). KEMP et al. (2005) nagyfelbontású izotóp-geokémiai vizsgálata (12 m-es szelvényből 449 minta) alapján a *Dactylioceras semicelatum* ammonitesz-szubzóna (*Dactylioceras tenuicostatum* zóna) legfelső részén és a *Harpoceras exaratum* szubzóna (*Harpoceras falciferum* zóna) legalsó részén három jól elkülöníthető, hirtelen negatív eltolódás figyelhető meg a $\delta^{13}C_{org}$ értékben. Az első két negatív eltolódás mértéke ~3‰, a második eltolódást követően egy ~3‰-es $\delta^{13}C_{org}$ növekedés figyelhető meg, majd ezt követi a harmadik ~2‰-es negatív eltolódás. Eredményeik arra utalnak, hogy a metán felszabadulása három jól elkülönülő gyors fázisban ment végbe. A folyamat hajtóereje — a globális felmelegedéssel összefüggésben — csillagászati okokra vezethető vissza (precesszió).

Az alsó-toarci fekete pala nyugat-tethysi kifejlődési területei két fő típusba sorolhatók (JENKYNS 1985, 1988). Az epikontinentális selfen (boreális régió) — sekélytengeri karbonátokat, kondenzált üledékképződést, illetve üledékhiányt követően (WIGNALL 1991) — felhalmozódott rétegsorok (Jet Rock, Bituminous Shales, Schistes Cartons, Posidonienschiefer) vastagsága 5–30 m között változik. Általános jellemzőjük az átlagosan 5–15% közötti TOC-tartalom, illetve a 300–600 mg CH/g TOC között változó HI. Az alpi-mediterrán vagy tethysi régió szerves anyagban gazdag toarci képződményei pelágikus karbonátokat tartalmazó rétegsorban tanulmányozhatók (pl. Umbria–Marche-medence), amelyek riftesedő atlanti-típusú kontinentális peremen ülepedtek le (*1. ábra*). Szerves anyaguk mennyisége és minősége eltér az epikontinentális selftengeri képződményekétől: TOC-tartalmuk átlagosan 1–3% közötti (esetleg 3–10%), a HI általában kicsi, 200–300 mg CH/g TOC között változik (JENKYNS 1985, 1988).

A zagyárüledékeket tartalmazó, hemipelágikus rétegsorba ékelődő mecseki alsó-toarci fekete palát JENKYNS (1988) és DULAI et al. (1992) a boreális kifejlődési területekkel párhuzamosítja, azonban a paleontológiai adatok egyértelműen jelzik a tethysi (mediterrán) kapcsolatot (GÉCZY 1974; BALDANZA et al. 1995). Az epikontinentális területhez viszonyítva a fekü- és a fedőképződményekben megfigyelhető jelentős litológiai különbség — az észak-spanyolországi (Baszk–Kantábriai-medence) alsó-jura rétegsorhoz hasonlóan (ROSALES et al. 2004) — legegyszerűbben a két fő kifejlődési terület közötti átmeneti ősföldrajzi helyzettel magyarázható (*1. ábra*).

A Réka-völgyi alsó-toarci (*tenuicostatum* zóna felső része – *falciferum* zóna) rétegsor szubzóna szintű biosztratigráfiai tagolása — részben a korjelző makro- és mikrofosszíliák hiányában, részben azok mérsékelt, illetve rossz megtartási állapota következtében — nem áll rendelkezésre, ami megakadályozza a regionális korrelációt. A szórványos ősléntani adatok alapján a *tenuicostatum/falciferum* zónák határa a fekete palán belül, a szelvény alsó részén található, ezért a Réka-völgyi

szelvény vizsgált alsó 5,5 m-es szakaszában az *exaratum* szubzónában (*falciferum* zóna alsó része) világszerte megfigyelt izotóp-geokémiai bélyegek megjelenését vártuk. A bemutatott eredmények alapján a karbonát diagenetikus átkristályosodása következtében a $\delta^{13}C_{carb}$ és a $\delta^{18}O_{carb}$ értékek időbeni változása nem szolgáltat információkat a kora-toarci őskörnyezeti változásokról, ezért a tengervíz hőmérsékletének hirtelen emelkedése sem mutatható ki. A diagenetikus felülbélyegzés következtében a $^{87}Sr/^{86}Sr$ izotóparány változásának követésére (Sr-izotópsztratigráfia) szintén nem alkalmas a mecseki rétegsor. A TOC adatok felhasználásával és a fluktuációt tükröző $\delta^{13}C_{org}$ értékek segítségével azonban valószínűleg követhető az kora-toarci óceáni anoxikus esemény időbeni változása. Eredményeink alapján a vizsgált szelvényszakasz felső részén (Fp–43 minta) a bentosz laminált alginit javára lecsökken a planktoni eredetű telalginit mennyisége, továbbá — csökkenő $\delta^{13}C_{org}$ értékek kíséretében — növekvő tendenciát mutat a TOC-tartalom. MATTIOLI et al. (2004) szerint a toarci óceáni anoxikus eseményhez kapcsolódó kőzetekben a növekvő TOC-tartalommal párhuzamosan csökken a nannofosszíliák mennyisége. A nannofosszíliák teljes hiánya vagy mennyiségük relatív minimuma a TOC maximális értékével, valamint a kapcsolódó negatív $\delta^{13}C_{org}$ kitéréssel esik egybe, ami lehetőséget teremtett az észak- és dél-európai szelvények pontos korrelálására. A szerves kőzettani megfigyeléseinket MATTIOLI et al. (2004) eredményeinek tükrében értelmezve feltételezhető, hogy a Réka-völgyi szelvényben a szerves anyag maximális mértékű dúsulása, valamint a legnagyobb mértékű negatív $\delta^{13}C_{org}$ eltolódás — ami az *exaratum* szubzóna bázisával párhuzamosítható — a szelvény vizsgált 5,5 m-es szakaszának felső részén, illetve azt követően található. A ~10 m-es Réka-völgyi fekete pala feltárás kőzeteiből dúsított kerogén nagyfelbontású stabil szénizotópos vizsgálata — a költségigényes módszer miatt egy későbbi kutatási együttműködés keretein belül — lehetővé tenné a szelvény kemosztratigráfiai korrelálását. A klímaváltozás követésére és az üledékképződési környezet ősföldrajzi viszonyainak pontosítására az agyagásványos összetétel nagyfelbontású vizsgálatával, illetve a fő- és nyomelemek koncentrációjának értelmezésével (pl. mállási indexek, redox érzékeny nyomelemek arányainak változása) nyílhat lehetőség.

Következtetések

Az Óbányai Aleurolit Formáció Réka-völgyi szelvényében (Apátvarasd, Keleti-Mecsek) az alsó-toarci (*tenuicostatum* zóna felső része – *falciferum* zóna) fekete pala vékonyréteges és laminált kifejlődése különíthető el. A laminált fekete pala TOC-tartalma átlagosan 6,1%, a vékonyréteges fekete paláé átlagosan 2,8%. Valamennyi minta a diagenezis zónájában van, éretlen, II. típusú kerogént tartalmaz. A teljes szerves anyagra viszonyítva a legnagyobb H/C atomarányú macerálcsoport, a liptinit uralkodó jellege figyelhető meg, az inertinit és a vitrinit mennyisége nem számottevő. A szárazföldi szerves anyag beszállítása alárendelt, a teljes szerves anyag mennyiségére nézve kisebb, mint 3,2%. A nagy SP adatok (10,62–67,86 mg CH/g kőzet) alapján a mecseki Óbányai Aleurolit Formáció fekete palája — kedvező evolúciós feltételek között — kiváló szénhidrogén (kőolaj)-anyakőzet. A Réka-völgyi minták szénhidrogén-potenciálja és szervesanyag-tartalma azonban — az utólagos, felszíni oxidáció következtében — alulértékeltnek tekintendő.

A dúsított kerogén stabil szénizotópos összetétele (–30,9 és –28,6‰ közötti, V–PDB) izotóposan viszonylag könnyű kerogénre utal. A vizsgált laminált és vékonyréteges palaminták összetételében (TOC, HI, bitumentartalom, $\delta^{13}C_{org}$) megfigyelt különbség a labilis tengeri eredetű szerves anyag korai diagenetikus oxidációjára vezethető vissza. A karbonát stabil szén- és oxigénizotópos összetétele a diagenezis hatását tükrözi, ezért az üledékképződési környezet őskörnyezeti viszonyainak jellemzésére nem használható fel.

Jelenleg a Réka-völgyi feltárás — a szubzóna szintű tagolás hiányában — biosztratigráfiai korrelációra nem alkalmas, ezért a szerves- és izotóp-geokémiai bélyegek időbeni változása közvetlenül nem vethető össze az epikontinentális selfen, illetve a tethysi régióban kifejlődött alsó-toarci anoxikus rétegsorok jellemzőivel. A teljes fekete pala szelvény (~10 m) kőzeteiből dúsított kerogén nagyfelbontású stabil szénizotópos vizsgálata — a TOC-tartalom változásának követésével és részletes nyomelem geokémiai analízissel együtt — azonban lehetővé tenné az anoxikus esemény horizontjának lehatárolását a Réka-völgyi szelvényben.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönetet mondanak DEMÉNY Attilának, HETÉNYI Magdolnának, KONCZ Istvánnak, Emanuela MATTIOLInak és TÓTH Attilának a munka különböző fázisai során nyújtott segítségükért. A kutatómunka anyagi hátterét az OTKA T 047195 nyilvántartási számú téma (témavezető: RAUCSIK Béla) biztosította.

Irodalom – References

BALDANZA, A. & MATTIOLI, E. 1992: Biostratigraphical synthesis of nannofossils in the Early Middle Jurassic of Southern Tethys. — *Knihovnièka ZPN* 14a/1. 111–141.

BALDANZA, A., BUCEFALO PALLIANI, R. & MATTIOLI, E. 1995: Lower Jurassic calcareous nannofossils and dinoflagellate cysts of Hungary and their comparison with assemblages from Central Italy. — *Palaeopelagos* 5, 161–174.

BASSOULLET, J. P., ELMI, S., POISSON, A., CECCA, F., BELLION, Y., GUIRAUD, R. & BAUDIN, F. 1993: Mid Toarcian. – In: DERCOURT, J., RICOU, L. E. & VRIELYNCK, B. (Eds): *Atlas Tethys Paleoenvironmental Maps.* — BEICIP–FRANLAB, Rueil-Malmaison

BISSADA, K. K. 1982: Geochemical constraints on petroleum generation and migration — a review. Proceedings of the 2nd ASCOPE Conference, Manila, October, 1981, 69–87.

BUCEFALO PALLIANI, R., RIDING, J. B. & TORICELLI, S. 1997: The dinoflagellate cyst Luehndea Morgenroth, 1970, emend. from the upper Pliensbachian (Lower Jurassic) of Hungary. — *Review of Palaeobotany and Palynology* 96, 113–120.

COHEN, A. S., COE, A. L., HARDING, S. M. & SCHWARK, L. 2004: Osmium isotope evidence for the regulation of atmospheric CO_2 by continental weathering. — *Geology* 32/2, 157–160.

DECONINCK, J-F., HESSELBO, S. P., DEBUISSER, N., AVERBUCH, O., BAUDIN, F. & BESSA, J. 2003: Environmental controls on clay mineralogy of an Early Jurassic mudrock (Blue Lias Formation, southern England). — *International Journal of Earth Sciences* 92, 255–266.

DULAI A., SUBA ZS. & SZARKA A. 1992: Toarci (alsójura) szervesanyagdús fekete pala a mecseki Réka-völgyben. — *Földtani Közlöny* 122/1, 67–87.

FORGÓ L., MOLDVAY L., STEFANOVITS P., & WEIN GY. 1966: *Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. L–34–XIII. Pécs.* — MÁFI kiadvány, Budapest, 196 p.

FOLDI M., HETÉNYI R., NAGY I., BILIK I. & HÁMOR G. 1967: *Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez, 10.000-es sorozat. Hosszúhetény–É.* — MÁFI kiadvány, Budapest, 71 p.

FREEMAN, K. H., WAKEHAM, S. G. & HAYES, J. M. 1994: Predictive isotopic biogeochemistry: hydrocarbons from anoxic marine basins. — *Organic Geochemistry* **21**, 629–644.

GALÁCZ A. 1991: A Mecsek-hegységi toarci fekete pala őslénytani vizsgálata. — Kéziratos jelentés, ELTE Őslénytani Tanszék, 1–32. (I–V. tábla)

GÉCZY B. 1974: Lemeztektonika és paleontológia. — *Földtani Kutatás* **17/3**, 17–20.

HAAS J. 1994: Magyarország földtana, mezozóikum. — Egyetemi jegyzet, ELTE Kiadó, 119 p.

HÁMORNÉ VIDÓ M. 1995: Regionális diszkordanciák kutatása vitrinitreflexió mérések alkalmazásával. — F4229. számú OTKA téma kutatási zárójelentése, Kézirat, MFGA, Budapest, 20 p.

HÁMORNÉ VIDÓ M. 1998: Magyar és németországi olajpalák szerves kőzettana. — T15999. számú OTKA téma kutatási zárójelentése, Kézirat, MFGA, Budapest, 18 p.

HESSELBO, S. P., GRÖCKE, D. R., JENKYNS, H. C., BJERRUM, C. J., FARRIMOND, P., MORGANS BELL, H. S. & GREEN, O. R. 2000: Massive dissociation of gas hydrate during a Jurassic oceanic anoxic event. — *Nature* **406**, 392–395.

HOLLANDER, D. J., BESSEREAU, G., BELIN, S., HUC, A. Y. & HOUZAY, J. P. 1991: Organic matter in the early Toarcian shales, Paris Basin, France: A response to environmental changes. — *Révue de l'Institut Français du Pétrole* **46/5**, 543–562.

JENKYNS, H. C. 1985: The early Toarcian and Cenomanian–Turonian anoxic events in Europe: comparisons and contrasts. — *Geologische Rundschau* **74**, 505–518.

JENKYNS, H. C. 1988: The early Toarcian (Jurassic) anoxic event: stratigraphic, sedimentary, and geochemical evidence. — *American Journal of Science* **288**, 101–151.

JENKYNS, H. C. & CLAYTON, C. J. 1997: Lower Jurassic epicontinental carbonates and mudstones from England and Wales: Chemostratigraphic signals and the early Toarcian anoxic event. — *Sedimentology* **44**, 687–706.

JENKYNS, H. C., GROCKE, D. R. & HESSELBO, S. P. 2001: Nitrogen isotope evidence for water mass denitrification during the early Toarcian (Jurassic) anoxic event. — *Palaeoceanography* **16**, 593–603.

KATZ, B. J. 1994: The Schistes Carton — the Lower Toarcian of the Paris Basin. — In: KATZ, B. J. (Ed.): *Petroleum Source Rocks*, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg–New York, 51–65.

KEMP, D. B., COE, A. L., COHEN, A. S. & SCHWARK, L. 2005: Astronomical pacing of methane release in the Early Jurassic period. — *Nature* **423**, 396–399.

KUSPERT, W. 1982: Environmental changes during oil shale deposition as deduced from stable isotope ratios. — In: EINSALE, G. & SEILACHER, A. (Eds): *Cyclic and Event Stratification*, Springer-Verlag, New York, 482–501.

LANGFORD, F. F. & BLANC-VALLERON, M.-M. 1990: Interpreting Rock Eval pyrolysis data using graphs of pyrolyzable hydrocarbons vs. total organic carbon. — *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **74**, 799–804.

LEWAN, M. D. 1986: Stable carbon isotopes of amorphous kerogens from Phanerozoic sedimentary rocks. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50, 1583–1591.

MATTIOLI, E., PITTET, B., BUCEFALO PALLIANI, R., RÖHL, H-J., SCHMID-ROHL, A. & MORETTINI, E. 2004: Phytoplankton evidence for the timing and correlation of palaeoceanographical changes during the early Toarcian oceanic anoxic event (Early Jurassic). — *Journal of the Geological Society, London* **161**, 685–693.

MILOTA K. 1992: A Mecsek–Nagykőrös–Debrecen övezet óalpi mezozóos képződményeinek szénhidrogén geokémiai vizsgálata és értékelése az ásványi nyersanyagkutatás szempontjai szerint. – *Egyetemi doktori értekezés*, JATE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged, 96 p.

NÉMEDI VARGA Z. 1998: A Mecsek- és a Villányi egység jura képződményeinek rétegtana. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*, MOL Rt. – MÁFI kiadvány, Budapest, 319-336.

PÁLFY, J. & SMITH, P. L. 2000: Synchrony between Early Jurassic extinction, oceanic anoxic event, and the Karoo-Ferrar flood basalt volcanism. — *Geology* **28/8**, 747–750.

PÁLFY, J., SMITH, P. L. & MORTENSEN, J. K. 2002: Dating the end-Triassic and Early Jurassic mass extinctions, correlative large igneous provinces, and isotopic events. – In: KOEBERL, C. & MACLEOD, K. G. (Eds): Catastrophic Events & Mass Extinctions. Impacts and Beyond. — *Geological Society of America, Special Papers* **356**, 523–532.

POLGÁRI, M., OKITA, P. M., & HEIN, J. R. 1991: Stable isotope evidence for the origin of the Úrkút manganese ore deposit, Hungary. — *Journal of Sedimentary Petrology* **61**, 384–393.

RAUCSIK, B. & MERÉNYI, L. 2000: Origin and environmental significance of clay minerals in the Lower Jurassic formations of the Mecsek Mts, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **43/4**, 405–429.

RAUCSIK, B. & VARGA, A. 2002: Facies types, provenance and controls on the deposition of a mixed carbonate–siliciclastic sequence, Pliensbachian, Mecsek Mts. (Hungary). — *6th International Symposium on the Jurassic System, Mondello, Italy, September 16–19, Abstracts and Program,* 149–150.

RAUCSIK, B., TOLNAI, B., HORVÁTH, T., SZILÁGYI, V. & HETÉNYI, M. 2000: Geochemistry of Lower Jurassic organic-rich sediments from the Mecsek Mountains, Southern Hungary. — *Journal of Conference Abstracts* **5/2**, 829.

RAUCSIK, B., VARGA, A., HARTYÁNI, ZS. & SZILÁGYI, V. 2002: Changes in facies, geochemistry and clay mineralogy of a hemipelagic sequence (Pliensbachian–Toarcian, Mecsek Mts., S Hungary) — A possible palaeoenvironmental interpretation. — *Geologica Carpathica* **53**, Special issue, Proceedings of the XVII. Congress of Carpathian–Balkan Geological Association, Bratislava, September 1st - 4th 2002, electronical form

ROSALES, I., QUESADA, S. & ROBLES, S. 2004: Paleotemperature variations of Early Jurassic seawater recorded in geochemical trends of belemnites from the Basque–Cantabrian basin, northern Spain. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **203**, 253–275.

RÖHL, H.-J., SCHMID-RÖHL, A., OSCHMANN, W., FRIMMEL, A. & SCHWARK, L. 2001: Erratum to „The Posidonia Shale (Lower Toarcian) of SW-Germany: an oxygen-depleted ecosystem controlled by sea-level and palaeoclimate". — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **169**, 273–299.

SÆLEN, G., TYSON, R. V., TELNÆS, N. & TABOT, M. R. 2000: Contrasting watermass conditions during deposition of the Whitby Mudstone (Lower Jurassic) and Kimmeridge Clay (Upper Jurassic) formations, UK. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **163**, 163 196.

SCHMID-RÖHL, A. 1999: Hochauflösende geochemische Untersuchungen im Posidonienschiefer (Lias ε) von SW-Deutschland. — *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten* **48**, 189 p.

SCHMID-RÖHL, A., ROHL, H.-J., OSCHMANN, W., FRIMMEL, A. & SCHWARK, L. 2002: Palaeoenvironmental reconstruction of Lower Toarcian epicontinental black shales (Posidonia Shale, SW Germany): global versus regional control. — *Geobios* **35**, 13–20.

TAYLOR, G. H., TEICHMÜLLER, M., DAVIS, A., DIESSEL, C. F. K., LITTKE, R. & ROBERT, P. 1998: *Organic Petrology.* — Gebrüder Borntrager, Berlin, Stuttgart, 704 p.

TISSOT, B. P. & WELTE, D. H. 1984: *Petroleum formation and occurrence.* — Springer-Verlag, Berlin–Heidelberg–New York, 699 p.

VADÁSZ E. 1935: A Mecsekhegység. — *Magyar tájak földtani leírása I,* Budapest, 180 p.

VETŐ, I., DEMÉNY, A., HERTELENDI, E. & HETÉNYI, M. 1997: Estimation of primary productivity in the Toarcian Tethys — A novel approach based on TOC, reduced sulphur and manganese contents. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **132**, 355–371.

WIGNALL, P. B. 1991: Model for transgressive black shales? — *Geology* **19**, 167–170.

WIGNALL, P. B. & HALLAM, A. 1991: Biofacies, stratigraphic distribution and depositional models of British onshore Jurassic black shales. — In: TYSON, R. V. & PEARSON, T. H. (Eds): Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia. — *Geological Society Special Publication* **58**, 291–309.

WIGNALL, P. B. & NEWTON, R. 2001: Black shales on the basin margin: a model based on examples from the Upper Jurassic of the Boulonnais, northern France. — *Sedimentary Geology* **144**, 335–356.

Kézirat beérkezett: 2007. 01. 17.

Földtani Közlöny 137/4, 473–486. (2007), Budapest

A bükkzsérci Patkó-sziklák kőfejtőjének és környékének szerkezetföldtani jelenségei

Structural features of the quarry at the Patkó Cliffs, Bükkzsérc and its surroundings

NÉMETH Norbert[1]

(9 ábra, 2 táblázat)

Tárgyszavak: Bükk hegység, szerkezetföldtan, deformációtörténet
Keywords: Bükk Mountains, structural geology, deformation history

Abstract

The rock body of the 'Patkó Cliffs' at Bükkzsérc (Bükk Mts, NE Hungary) comprises limestone containing oolites and redeposited carbonate grains. It is a stratigraphically important occurrence as the quarry and the Bzs–5 borehole in the quarry together form the type locality of the Bükkzsérc Limestone Formation with a cca 70 m thick succession, this is the most complete known section of this formation. The shape of the body on the southern slope of the Hódos Hill is NE–SW elongated while the bedding generally dips toward the SW with 23° on average, but it is folded on the NW edge. The zigzag style open folds were formed by slip along the bedding planes and fracturing of the limestone beds. The folding seems to be connected with ENE-vergent thrusts along the bedding planes and dextral strike-slip faults dipping towards the NW with 65–70°. Thus the body forms a SW-dipping lens. As the more significant movements were subparallel with the dip of the bedding or occurred on bedding planes, they had no important influence on the continuity of the succession: the beds remained traceable in the quarry, in the borehole and on the SE edge of the rock body. Deformations were mainly brittle. The markers indicate at least 4 phases as shown their orientations, extensional or shortening character and overprinting relations. These phases can be correlated with Neogene phases described from the E part of the Bükk Mts and from the Bükkalja.

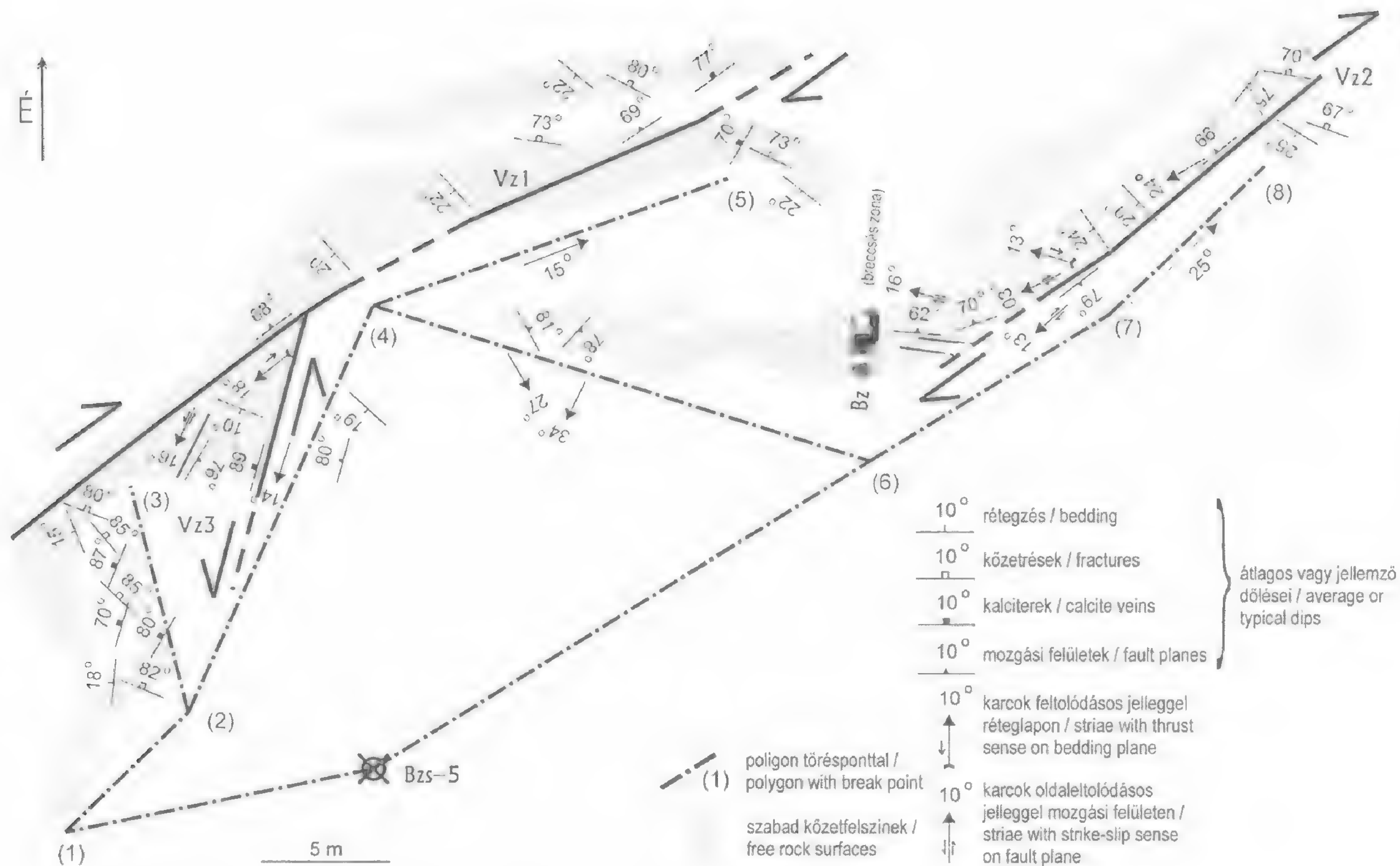
Összefoglalás

A bükkzsérci Patkó-sziklák ooidos mészkő kőzetteste rétegtani szempontból jelentős előfordulás: a kőfejtő és az udvarában mélyült Bzs–5 mélyfúrás révén ez nyújtja a Bükkzsérci Mészkő Formáció legteljesebb, mintegy 70 m vastagságú feltárását. Az ÉK–DNy-i irányban megnyúlt körvonalú kőzettestben uralkodó rétegdőlés DNy-i irányú, átlagosan 23°-os, de az ÉNy-i szegélyén redőzött. KÉK felé irányuló feltolódásával kapcsolatos deformációja miatt így egy DNy felé dőlő lencsét alkot. Minthogy ez az alakváltozás a rétegsor folytonosságát a kőfejtőben, a fúrásban és a kőzettest DK-i oldalán nem befolyásolta lényegesen, az egyes rétegek jól követhetőek maradtak. Az alakváltozások, melyek legalább négy fázisba csoportosíthatóak, döntően ridegen mentek végbe. Az azonosítható eseménysorozatok párhuzamba állíthatóak a Bükk K-i részén és a Bükkalján leírt neogén fázisokkal.

Bevezetés

Jelen tanulmány a Délnyugati-Bükk egy olyan mészkő kőzettesének földtani szerkezetét mutatja be, amely a benne kialakított kőfejtő és egy mélyfúrás révén a helyi adottságokhoz mérten kivételesen jól feltárt. Ez nemcsak a szerkezetföldtani

[1]Miskolci Egyetem, Ásványtani-Földtani Intézet, 3515 Miskolc-Egyetemváros, email: foldnn@gold.uni-miskolc.hu



1. ábra. A kőfejtő alaprajza a fő vetőzónák feltüntetésével. Pontvonal jelzi a felméréshez használt poligont

Figure 1. Scheme of the quarry indicating the main fault zones. Dash-dotted line indicates the polygon used by the survey

észleléseknek kedvez, hanem a mészkő jó megtartású ősmaradványai és üledékes eredetű bélyegei miatt őslénytani és rétegtani kutatások fontos, többek (PELIKÁN & DOSZTÁLY 2000, HAAS et al. 2006) által vizsgált feltárása, a jura korú Bükkzsérci Mészkő Formáció alapszelvényét is itt találhatjuk. A szerkezetföldtani vizsgálat elsősorban a rétegtani eredmények értelmezésének alátámasztására, a különböző pontokon vett minták rétegsorba illesztésének pontosítása végett készült, de a terület szerkezetalakulására vonatkozó eredményeket is szolgáltatott.

Elhelyezkedés

Bükkzsérc felett, a Hódos-tető D-i oldalában nyílik a Patkó-sziklák kőfejtője. A névadó sziklakibúvások a hegyoldalban feljebb, ÉK-i irányban 250 m-re találhatóak. A bányaudvar mintegy 60–70 m széles, DK felé nyitott, és legmagasabb részein 10–15 m magas falai vannak. A kőfejtő udvarán mélyült 1984-ben a Bzs–5 kutatófúrás. A bányaudvar tszf. magassága a térkép szerint kb. 385 m. A fúrásnak a mélyfúrási alapadatok 1984-es kötetében megadott sztereografikus koordinátái x = –54550,84; y = –107412,82 és z = 386 m; ez EOV-be átszámítva x = 292651-nek és y = 757408-nak felel meg, és lényegében egyezik az észlelések során GPS segítségével meghatározott, EOV-re átszámított koordinátáival: x = 292660, y = 757400 (10-re kerekítve). A bányaudvar alaprajza (*1. ábra*) a fúráscsonktól kiinduló poligon mérőszalagos felvételével készült.

Kőzetanyag

A kőzetanyag jellemzően jól rétegzett ooidos mészkő tűzkőlencsékkel és márgabetelepülésekkel. A rétegsorban, ahol a mészkőben egyéb közbetelepülés nincs, vannak vastagpados részek, amelyekben a rétegeket átmetsző, mállott felületeken az ooidok mennyiségének változásai és színsávozottság alapján finom (cm-es vastagságú) rétegzés látható. Néhány ilyen felületen a 4. és 6. pont közötti szakaszon a rétegzést kis szögben átmetsző, kb. cm-es térközű, fonatos mintázatú sztilolitos palásság (sötétebb színű, hullámos szalagok megjelenése) volt megfigyelhető, egy esetben egy kb. 2 cm vastag nyírószalagba koncentráltan. A tűzköves és márgás rétegcsoportokban a rétegzés menti elválás dm-es vagy az alatti sűrűségű, és jellemző a ferderétegzés megjelenése, ami főként a Ny-i oldalon a padok, különösen azok egyes tűzkőlencsék körüli részei lencsés elválását okozza (*2. ábra*). Általában nem az anyagváltozás határán alakult ki ez az elválás, az elváló lencsék a tűzkőmagok körül mészkövet is tartalmaznak. Ezen túl gyakoriak az érkitöltések és a kitöltetlen, zárt kőzetrések; egyes zónákban mm–cm-es sűrűségű rajokat is lehet találni. Kőzetréskitöltésként durvakristályos, gyakran fennőtt kalcit és saját anyagú, cm–dm-es töredékekből álló breccsa van jelen nagyobb mennyiségben.

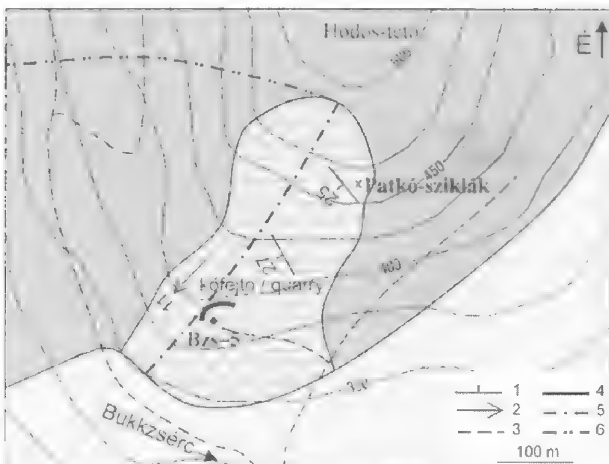
A kőfejtő udvara a Bzs–5 fúrás 56,8 m-es felső szakaszával együtt a Bükkzsérci Mészkő Formáció típusfeltárása. A részletes anyagvizsgálat eredményeit PELIKÁN & DOSZTÁLY (2000) közölték; a formáció leírása a PELIKÁN szerk. (2002) térkép magyarázó kötetében (PELIKÁN szerk. 2005) található meg.



2. *ábra.* Lencsésen széttagolt tűzköves mészkőréteg a 3. pontnál, É ra néző kép. A Ny-ra dőlő ferderétegzés mentén itt kinyíló, cementált vetőagyaggal kitöltött kőzetrések jöttek létre

Figure 2. Cherty limestone bed disparted to lenses at point 3, N view. In this place joints opened along the cross-bedding and were filled by cemented gouge

A fúrásban a mészkő alatt agyagos aleurolitpala helyezkedett el, amit PELIKÁN & DOSZTÁLY (2000) a mészkő rétegtani feküjének tart, mivel a határt — bár jelentős maghiány mutatkozott a fúrás ezen szakaszában — rétegfolytonos, fokozatos átmenetnek írta le. E kőzet törmeléke veszi körül a Hódos-tető oldalában ÉK–DNy-i irányban megnyúlt, kb. 250 m széles, a bányaudvartól felfelé még mintegy 350 m hosszan követhető mészkő kőzettestet (3. *ábra*); lefelé a D-i szegélyét már késő-eocén korú tarkaagyag fedi (Kosdi F., feltárás nélkül). Az aleurolitpala rétegtani besorolása nem egyértelmű, mivel az Oldalvölgyi Formáció a Lökvölgyi Formációtól leginkább mészkőrétegek közbetelepülése alapján különböztethető meg, itt viszont a törmelékben a mészkő legalább részben



3. *ábra.* A kőfejtőt is magába foglaló mészkő kőzettest térképe LESS et al. (2002) kontúrjainak felhasználásával, a GPS-koordinátás észlelések alapján módosítva. A térkép feltünteti a rétegdőlés bányaudvaron kívüli feltárásoknál jellemző helyzetét (1), illetve a kőfejtőtől ÉNy-ra mért dőlésadatokból szerkesztett redőtengelyt (2). További jelek: (3) utak, (4) formációhatárok, (5) a redőzött terület szegélye. Kétpontvonal (6) jelzi azt, hogy hol futna ki a határ a felszínre abban az esetben, ha az ÉNy-i szegélyen nem lenne deformáció, és a rétegdőlés értéke nem változna

Figure 3. Map of the rock body containing the quarry after contours of Less & al. (2002), modified according to the GPS-supported survey. The map indicates the typical dip of the bedding at the outcrops outside the quarry (1) and the fold axis constructed from measured dips NW from the quarry (2). Further signs: (3) roads, (4) formation borders, (5) border of the folded area. Dash-double-dotted line (6) indicates the hypothetical borderline if there were no deformation on the NW edge and the dip of the bedding were constant

a körülvett kőzettestből származik. A hegyen és környékén több kisebb foltban előfordul mészkőtörmelék (LESS et al. 2002), szintén aleurolitpala-törmelékkel körülvéve, azonban e foltokban szálban álló feltárás általában nincs. A foltok hegytetői, ritkábban hegyoldali helyzetűek, és fedőjük még törmelékben sem azonosítható. PELIKÁN (2005) szerint a mészkő az Oldalvölgyi Formáció rétegeibe közbetelepülő lencséket alkot.

A Bzs–5 fúrásban a mészkő feküjéből, breccsa kőzettöredékeiből kinyert radiolaria-maradványokat DOSZTÁLY késő-bajóci–kora-bathi korúnak határozta meg (PELIKÁN & DOSZTÁLY 2000). Ezt erősítette meg az újabb vizsgálat (HAAS et al. 2006) is, amely a mészkőtest foraminifera-maradványai alapján annak legalsó helyzetű (fúrásbeli) rétegeit a kora-bajoci, esetleg már az aaleni emeletbe helyezi, majd a bánya tetejéig fiatalodó rétegsort jelez a késő-bath, esetleg kallovi emeletig. Ez azt jelenti, hogy a jelenlegi feküjére nem rátelepüléssel került; a kőzettest feltolt pikkely vagy olisztoplaka lehet.

A rétegzés dőlése

A réteglapok a finoman rétegzett, nem tűzköves padok esetében jellemzően simák és párhuzamosak, míg a tűzkőgumós rétegek között hullámosak, és metszik egymást. A vastag padok határain kialakult elválás sem sík, a felületek cm-es nagyságrendű undulációkkal egyenetlenek. A rétegdőlés a bányaudvaron változó (*I. táblázat*). A Ny-i oldalon (1–4. pontok közötti szakasz) leggyakrabban 10°–20° közötti dőlésszögek mellett nyílt, kis hajlásszögű (< 35°), m-es nagyságrendű sugarú redőkben hajladozik, amelyek tengelyiránya átlagosan kb. 245°. A mészkőrétegek tényleges meghajlása nem észlelhető, viszont ezen a részen a rétegek rosszul követhetőek, erős a repedezettség sok kitöltéssel, tehát a nagyobb léptékű redőződés rideg deformációval, a mészkőpadok törésével és réteglap menti elcsúszásával valósulhatott meg cikcakkstílusban. A dőlés átlagos értéke 223°/21°. Az É-i falszakaszon (4–5. pontok közötti szakasz) a rétegzés sokkal egyenletesebb és jól

I. táblázat. A kőfejtőben és a Patkó-sziklákon mért rétegdőlésadatok (ferderétegzés nélkül)

Table I. Bedding dip data measured in the quarry and on the Patkó Cliffs (without cross-bedding)

Rétegzés Bedding	Átlagos érték Average value	Adatok száma Data number	Párhuzamosság Parallelism	Koncentráció Concentration
Ny (1–4)	223°/21°	11	95,7 %	42,2
É (4–5)	225°/22°	15	99,5 %	375,7
K (6–8)	220°/26°	8	99,0 %	180,0
Összesen / All	**223°/23°**	**34**	**97,5 %**	**77,7**
Patkó-sziklák	*228/24*	*3*	*98,6%*	*98,0*

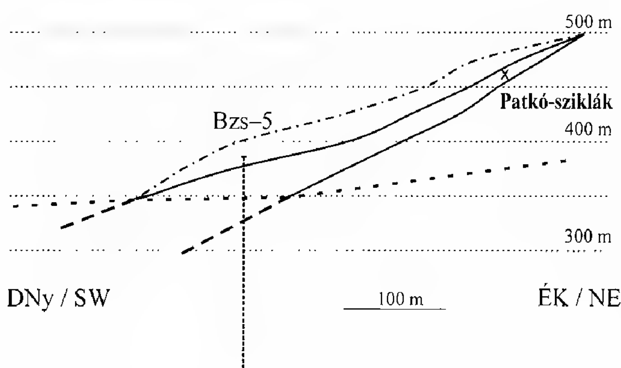
A párhuzamosság a $(2|m|-n)/n \cdot 100\%$ képlet alapján számított érték, ahol $|m|$ a réteglapok normálisainak (egységvektorok) összegzéséből számított átlagvektor hossza (a vektor hossza nem fizikai hosszúság, hanem egy matematikai fogalom: egy skalár, melynek dimenziója nincs), n pedig a mérések száma. A koncentráció a FISHER (1953) által bevezetett $c = (n-1)/(n-|m|)$ érték, amely 2 (teljesen szórt) és végtelen (egy pontban koncentrált) között változhat.

Parallelism was calculated according to $(2|m|-n)/n \cdot 100\%$ where $|m|$ is the length of the average vector calculated from the summation of the normal vectors (vector length is not a physical length but a mathematicol entity: a scalar withouth dimension) of the bedding (unit vectors) and n is the number of measurements. Concentration is the $c = (n-1)/(n-|m|)$ value introduced by FISHER (1953), which can change in the range of 2 (perfectly scattered) and infinity (concentrated in a point).

követhető, átlagos értéke 225°/22°. A K-i oldalon (6–8. pontok közötti szakasz) is egyenletes, ám valamivel meredekebb dőlés észlelhető, átlagos értéke 220°/26°. A Bzs–5 fúrás felső szakaszának maganyagán ennél kevésbé meredek, kb. 10°-os dőlésszögeket észleltek (PELIKÁN & DOSZTÁLY 2000).

A ferderétegzés az uralkodóan DNy felé dőlő rétegzést kb. (É)ÉNy–(D)DK-i vonalak mentén metszi 10–15°-kal meredekebb dőléssel. A lencsék e vonalak mentén, vagyis közelítőleg csapásirányban megnyúltak, a metszésből adódóan romboid, vagy — minthogy a felületek ívelten ágaznak szét — szigmoid alakú keresztmetszettel rendelkeznek. Hasonló irányú a sztilolitos palásság és a rétegzés metszése is.

A rétegdőlés mérhető a kőzettest néhány természetes feltárásán is. A bányaudvar fölött és tovább a DK-i szegélyen egészen a Patkó-sziklákig ez lényegében azonos a kőfejtő É-i és K-i oldalán mérttel, bár a mérés a mállott felszínű és esetenként kimozdult tömbökön a kőfejtőbelinél bizonytalanabb. A határ térképi lefutása — amit a terepen lejtőszögváltozás és sziklakibúvások jeleznek — is ennek megfelelő; a sziklák kialakulása a kevésbé állékony fekü erősebb lepusztulásának köszönhető. A kőzettest ÉNy-i szegélyének csak alsó (D-i) részén vannak jó feltárások, amelyeken a bányaudvar Ny-i oldalán észlelthez hasonló, kb. ÉK–DNy-i (közel vízszintes) tengelyű, nyílt redőződés tapasztalható, azonban a hajlásszög 35°-nál nagyobb is lehet. A kőzettest felső, É-i szegélye közelében egy karrosodott mészkőkibúváson közel függőleges állású, ÉNy–DK-i csapású rétegzést találtunk, környezetében további kibúvásokon azonban rétegzés nem volt észlelhető. Lehetséges, hogy itt eltérő redőződés vagy elforgatott vetőszeletek vannak, de feltártság hiányában ez nem állapítható meg. A térképi határ az ÉNy-i szegélyen lejtőirányban (DNy felé) növekvő mértékben magasabb helyzetű, mint sík rétegzés esetén lennie kellene (*4. ábra*). A mészkő kőzettest a fentebb leírtak alapján térképi léptékű közelítésben egy felhajló ÉNy-i szegélyű lencsét alkot az agyagos aleurolitpala felett.

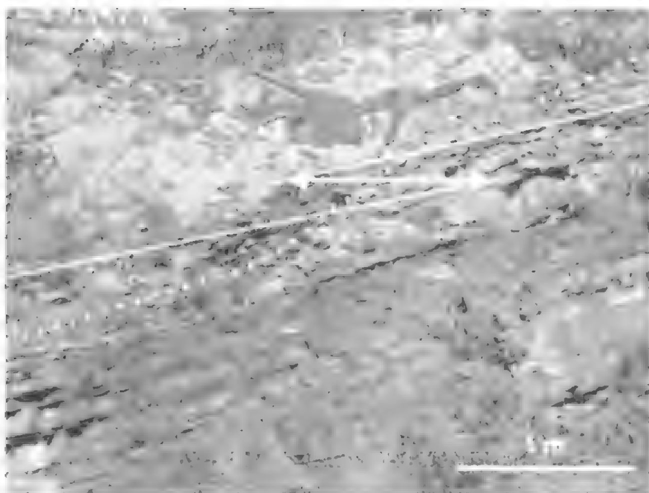


4. ábra. A mészkő kőzettest felszíni határvonalai csapásirányból nézve. Az alsó folytonos vonal a DK-i, a felső pedig az ÉNy-i határ vonala a felszínen; a pontvonal ezek felett a hegyoldal legmagasabb szintjét jelöli. A ritka szaggatott vonal a fedő tarkaagyag szintje a hegy lábánál. Látható, hogy a Bzs–5 fúrás a kőfejtővel együtt a kőzettest lehető legteljesebb, mintegy 70 m vastagságú rétegsorát tárja fel. A Patkó-sziklák a DK-i határ közelében vannak, így a fúrás által feltárt mélyebb rétegekből állnak

Figure 4. Borders of the limestone body on the surface viewed from strike direction (SE). The lower continuous line is the SE, the upper the NW borderline on the surface; dash-dotted line over these indicates the highest level of the slope. The dashed line is the level of the overlying variegated clay at the hillfoot. It is visible that borehole Bzs–5 and the quarry over this together provide the thickest available section of the rock body. Natural outcrops of the 'Patkó Cliffs' are near to the SE border, so these correspond to the low-positioned limestone beds of the borehole

Vetőzónák, breccsás anyagú zónák

A bányában két nagy (az egész feltáráson át követhető) vetőzóna található meg a 3. és az 5. (Vz1, *5. ábra*), valamint a 6. és 8. pontok közötti falszakaszokon (Vz2). A mozgási felületek 320° és 325° közötti irányba, 65° és 70° közötti szöggel dőlnek. A felületek mentén mintegy dm-es zónában észlelhető a kőzetanyag felőrlődése, részint erős repedezettség (nem szisztematikus kőzetrésrajok, cm-esnél vastagabb kalciterek és -fészkek), breccsásodás, részint pedig barnás, kalcittal cementált vetőagyag megjelenésével. Olykor dm-es, karcos tömbök is találhatóak (pl. a 4. pont közelében), de nem ez a jellemző. A felületeken csak kevés karcos vetőtükör őrződött meg, ehelyett sok helyen fennőtt kalcitbevonat található. A karcok alapján a zónák menti elvetés jobbos, enyhe szűküléssel, vagyis az ÉNy-i oldalak relatív emelkedésével.

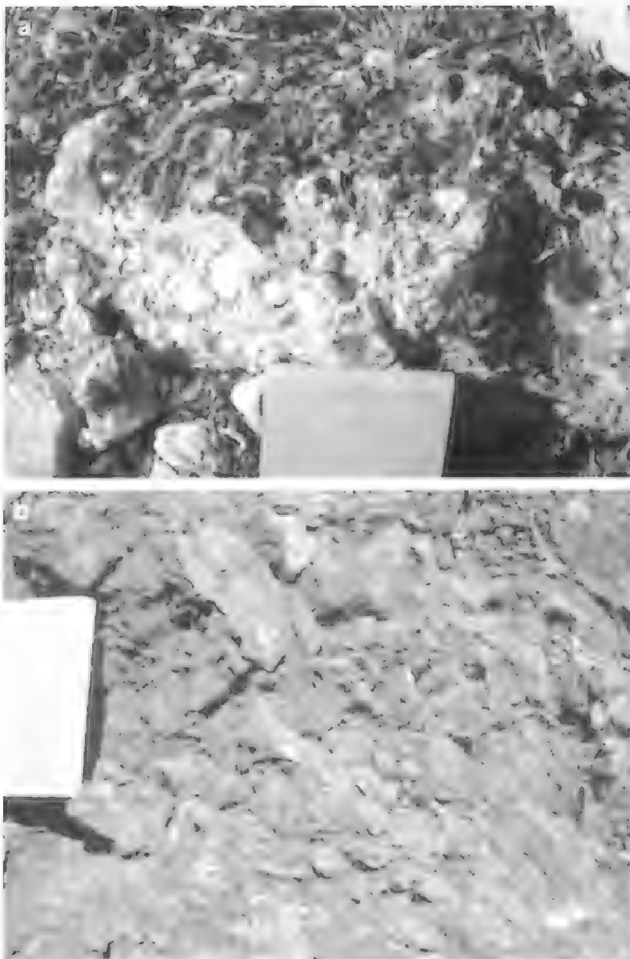


5. ábra. Vetőzóna (Vz1) a 4–5. pontok közötti falszakaszon, ÉNy felé néző kép. A vető kifutása kb. a pontozott vonal mentén látszik; fölötte az ÉNy-i, alatta a DK-i oldalán lévő rétegek látszanak. Mindkét oldalon megfigyelhető egy finoman rétegzett, vékonypadosan elváló, tűzköves rétegcsoport (alul) és egy vastagpados, ooidos rétegcsoport (felül, világosszürke mállott felületek) határa (vékony folytonos vonalak); a rétegzés ezen a falszakaszon állandó dőlésű, sík. A kép kb. a réteglapok csapásirányába (130°–310°) néz, ami közel merőleges a vető csapására (55°–235°). A kettős nyíl a vető menti elvetés vízszintes összetevőjének kép síkjába eső mértékét jelöli; ha azonban az elvetés a másik, 6–8. pontok közötti párhuzamos vetőzónában mért DNy felé dőlő karcirányoknak megfelelően kissé ferde, akkor mértéke akár egy nagyságrenddel nagyobb is lehet

Figure 5. Fault zone on the wall between points 4 and 5, NW-looking view. The trace of the fault is cca at the dotted line; over this there is the NW side (hanging-wall block), under this the SE side beds (footwall block). On both sides there is a fine-layered, laminated, cherty bed group (down) and a thick-bedded, oolithic bed group (up, light grey weathered surface) separated by a thin continuous line on the picture. The bedding is planar, with constant dip. The view is looking towards the strike of the bedding (130°–310°) which is nearly perpendicular to the strike of the fault (55°–235°). The double arrow indicates the horizontal separation in the plane of the picture. If the throw is oblique according to the striae of the other, parallel fault zone between points 6–8 then it can fall even in a larger order of magnitude

A 4. ponttól a 2. pont felé folytatódó falszakaszon egy harmadik, az előzőektől eltérő irányítottságú: ÉÉK–DDNy csapású, közel függőleges vetőzóna (Vz3) található. Kitöltése 1 m-nél is vastagabb, tiszta kalcit, ami alól egy idősebb vetőtükör maradványa bukkan elő függőleges felületen, 10 cm-nél hosszabb, 16°-ban DDNy-ra dőlő karcokkal. A 3. pont közelében egy hasonló irányítottságú karcos mozgási felület esetében egyértelmű balos jelleg látszik a K-i oldal relatív megemelkedésével. Az előző vetőzónák egyike ezt a zónát elveti, folytatása azon túl nem követhető.

Található a bányában ezeken felül néhány olyan saját anyagú kőzettöredékekkel, agyaggal és kalcit cementanyaggal kitöltött zóna, amelynek határai nem síkkal jól közelíthető kőzetrésfalak, hanem zegzugos vagy ívelt, változó irányban lefutó felületek (*6. ábra*), és hosszan, a feltárás határáig követhetőek. Ezek fő csapásiránya a Ny-i oldalon ÉNy–DK, és feltehető, hogy a Vz3 vagy a Vz1 kapcsolt antitetikus vetőiként jöttek létre. A legjelentősebb breccsás zóna a 6. ponttól É-ra megfigyelhető É–D csapású, mintegy 1,5 m széles (le nem bányászott) zóna (Bz), amelyet PELIKÁN & DOSZTÁLY (2000) vetőzónaként írtak le. Ennek törmelékanyagából azonban (a 4. pontnál tapasztalhatóakkal szemben) hiányoznak az azt átjáró mozgási felületek, és karcokat sem lehet benne találni. A kőzettöredékek közötti kitöltés és cementáció is laza, a talajhoz hasonló állagú, könnyebben szétválasztható. Az anyag tektonikus eredetére utaló jel nincs, egyszerű lejtőtörmelék-felhalmozódásra emlékeztet. Lehetséges, hogy e zóna a Bzs–5 fúrásból leírthoz hasonló üreg kitöltéseként jött létre.



6. ábra. Két hasadékkitöltő breccsatípus a kőfejtőből, közel függőleges, elváló zónákból. a = a 2. pont közelében, durvakristályos kalcittal cementálva, mely a terepen sárgás színével jól elkülönül a szintén jelenlévő fiatalabb kőzetréskitöltések fehéres kalcitjától, b = breccsás zóna (Bz) a 6. pont közelében (előreugró orr), földes állagú mátrixszal

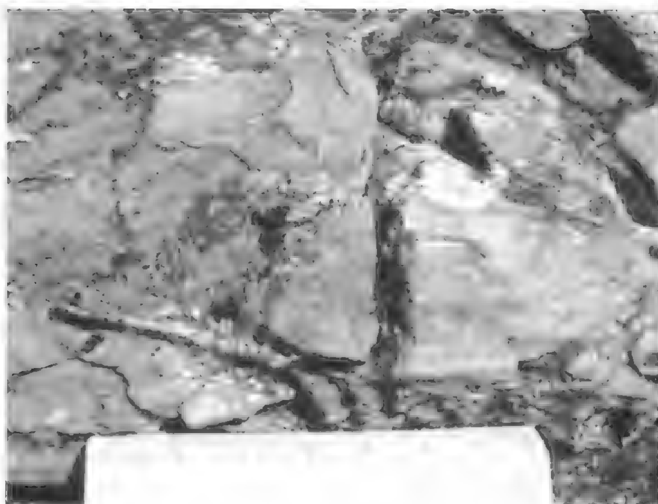
Figure 6. Two fissure-filling breccia type from the quarry, from subvertical, broken-off zones. a = near to point 2, cemented by coarse-grained calcite, well separable in the field by its yellowish colour from the whitish calcite of younger veins also present in the vicinity, b = breccia zone (Bz) near to point 6 (nose-shaped cliff of the quarry), with earthy matrix

A bányabeli két párhuzamos vetőzóna, Vz1 és Vz2 (melyeket a bányán kívül valószínűleg továbbiak követnek feltáratlanul), körülbelül azonos csapású a kőzettest hosszabbik átmérőjével. Alakjára nincs egyértelműen kitérképezhető befolyásuk, de elképzelhető, hogy az ÉNy-i határ nem az általános rétegdőlésnek megfelelő lefutása, magasabbra kerülése nemcsak redőződés következménye, hanem vetőzónabeli érintkezés az aleurolitpalával.

Kőzetrések, kőzetréskitöltések és irányítottságuk

A bányában több szisztematikus kőzetrésraj van jelen (lásd később). Ezek egy részében kinyílásra utaló kitöltések, más részükben pedig (olykor a kitöltés alatt) oldalelmozdulásra utaló karcok vagy szálas növekedésű kalcitok figyelhetőek meg.

1. Rétegzés menti elválás. A bányában mindenütt megtalálható, a kőzetösszetétel szerint változó (rendszerint dm-es) térközű, párhuzamos, a ferderétegzett részeken egymást metsző (fonatos) mintázatú raj. Sok helyen észlelhető benne kalcitkitöltés, amelyek jelentős része irányítottan elrendezett szálas-rostos, olykor szakadási lépcsőket tartalmazó, slickenfibre-szerű bevonat (ilyen ritkábban más kőzetrésfelületeken is van, pl. *7. ábra*). E bevonatok felülete az akár 2–3 mm-es egyenetlenségeket tartalmazó, bevonat nélküli réteglapokhoz képest sima, közel sík. A kalcittűk általában a felületek dőlésirányától 10°–20°-kal (a Ny-i oldal D-ies dőlésű réteglapjai esetében ennél is nagyobb szögben) az óramutató járásával megegyezően elforgatott irányba dőlnek, vagyis NyDNy–DNy felé, és rossz megtartású szakadási lépcsők alapján feltolódás jellegű elmozdulást jeleznek. Ritkábban karcok is észlelhetőek. Néhány esetben a bányaudvar feletti feltárásokon és a Patkó-sziklán megfigyelhető, hogy a kalcittűk egy része nem párhuzamos az uralkodó irányítottságukkal, néhány cm²-es felületrészeken azzal nagy szöget zárva be, emiatt mozgásirányt jelző szerepük kétséges.



7. ábra. Szálas kalcit kiválása egyenetlen kőzetrésfelületen a 2. pont közelében, felülnézeti kép. A felület dőlése 109°/45° (a kép felső szegélye felé), a kalcitszálaké 028°/10° (balra). Ha a látható lépcsők szakadási eredetűek, úgy az azokat létrehozó elmozdulás balos

Figure 7. Fibrous calcite on rough fracture surface near to point 2, top view. Dip of the surface is 109°/45° (towards the upper edge of the picture), plunge of the fibres is 028°/10° (to the left). If the visible steps originated from tearing, then the sense of the movement was sinistral

2. ÉÉK–DDNy csapású, közel függőleges kőzetrésraj. E raj a bánya sok helyén megtalálható, de nem egyenletes eloszlásban, hanem rendszerint 1–2 m-es zónákban koncentrálva, ahol a térköz 1 cm-ig csökkenhet. Igen gyakori a fehér színű, durvakristályos kalcitkitöltés. Ennek vastagsága többnyire 0,5–1 cm között marad, de akár több dm-esre nőhet; a legvastagabb, 1 m-t is elérő kitöltés a 2–4. pontok közötti vetőzónában (Vz3) észlelhető, ahol a fennőtt kristályok alól egy idősebb vetőtükör maradványa bukkan elő. A 2. pont környezetében látható volt egymást metsző kőzetréseknél, hogy egy 300°/80° dőlésű kőzetrés fehér színű, cm-es vastagságú kalcitkitöltése egy 347°/76° dőlésű, kitöltetlen kőzetrés

elmozdulása alapján tisztán kinyíló jelleggel távolodó oldalfalak között jött létre.

3. *KDK–NyÉNy csapású kőzetrésraj.* A raj tagjai sík vagy enyhén ívelt, ÉÉK felé dőlő, általában sima, gyakran bevonatos felülettel elváló kőzetrések elvetés nélkül. Térközük nagy — 1 m feletti —, csak egy helyen (az 5. pontnál) volt dm-es, a 8. pontnál pedig 2 dm-es.

Hasonló irányítottságú mozgási felületek találhatóak a 6–7. pontok közötti falszakaszon egy kb. 1 m széles zónában, ahol az elmozdulás ezek mentén jobbos, és a kis szögben keresztezett, ÉNy felé dőlő vetőzónához tartozó mozgási felületeket kb. 20–30 cm-re vetik el.

4. *ÉK–DNy csapású kőzetrésraj.* Az ilyen irányítottságú (ÉNy-ra dőlő) Vz1 és Vz2 környékén koncentráltan megjelenő, a 2. rajt kis szögben átmetsző, javarészt jól követhető, de elágazó, fonatos mintázatú kőzetrésekből álló raj. Számos esetben valószínűleg mozgási felületekről van szó, amelyek mozgási jelei azonban elmállottak vagy elfedődtek, így a tisztán kinyílásos eredetű kalciterektől nem különböztethetőek meg.

A kőfejtő anyagára (más bükki feltárásokkal összhangban) jellemző, hogy a rétegzés menti elválás és egyéb kőzetrésrajok felületei alakultak mozgási felületekké, így a rideg alakváltozás kis (10 m-es nagyságrendű) térközű, kőzetrésrajokkal párhuzamos, diszkrét vetőzónák kialakulásával és ezt kiegészítő, további kőzetrések és réteglapok menti elcsúszásokkal történt. A kőzetrésrajok létezhettek korábban is, de a vetőzónák menti elmozdulásokkal kapcsolatban, nyírásos repedésekként is létrejöhettek, majd kinyílásuk és kitöltődésük később következhetett be.

A szerkezetalakulás időrendje

Minthogy a vizsgált kőzetanyag (az érkitöltéseket nem számítva) mezozoos, és annál fiatalabb képződmények vizsgálatára feltárások híján nem volt mód, az egyes események korbesorolásának nincs közvetlenül felhasználható alapja. A bányában észlelhető jelenségek azonban csak több, egymást követő szerkezetalakulási eseménysorozat eredményeként értelmezhetőek. Ezek sorrendjére a következő támpontok vannak:

— A rideg deformációs bélyegeken kívül nyomási oldódással létrejött bélyeg is van (egy szűk zónában), a sztilolitos palásság. Ennek mészkőbeli kialakulása azonban vízzel kitöltött kőzetrésekkel rideg alakváltozást eredményező feszültségállapotban is elképzelhető a szálas kalcitbevonatok kiválásával egyidejűleg.

— A Vz3 kialakulása nyilván megelőzte az azt elvető Vz1 működését, továbbá a Vz3 vastag kitöltésének kialakulásával járó kinyílást, amely viszont egyidejű lehetett a hasonló irányítottságú 2. kőzetrésraj kinyílásával.

— Ez a kinyílás később történt, mint az ÉNy–DK-i csapású breccsás zónák kialakulása, mert vannak azokat átmetsző kalciterek. Minthogy a Vz1–2 zónákkal párhuzamos 4. kőzetrésraj is hasonló kitöltéseket tartalmaz, a kinyílás valószínűleg később történt a Vz1 és 2 működésénél is, de legalábbis nem azzal egyidejűleg, mert azok szűkülő jobbos eltolódását eredményező feszültségállapotban a 2. és 4. rajok-

nak megfelelő irányítottságú kőzetréseknek be kellett záródniuk.

— A 3. kőzetrésraj felületei mentén kialakult jobbos oldaleltolódások elvetik Vz2 vetőit.

Ezek alapján minimálisan négy szerkezetalakulási eseménysorozatot kell feltételeznünk (*II. táblázat*). Valószínű, hogy valójában ennél több fázisban érte deformáció a kőzetanyagot, csakhogy — különösen a régebbiek esetében — ezek elkülönítéséhez vagy túl kevés, vagy csak rossz megtartású, vagy csak az egyéb fázisokétól irányítottsága miatt megkülönböztethetetlen nyom maradt.

II. táblázat. A deformációs eseménysorozatok összefoglalása a főbb alakváltozások és a főfeszültségirányok feltüntetésével
Table II. Summary of the deformation events indicating the major deformations and the principal stress directions

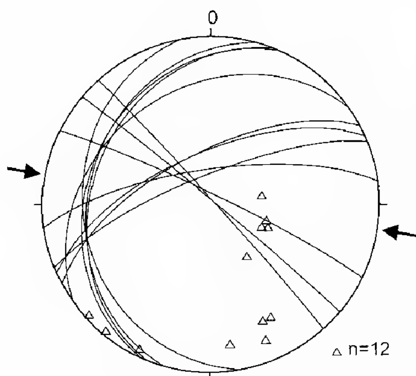
események events	alakváltozások deformations	főfeszültségek principal stresses
D1		
D2		
D3		
D4		

A legidősebb, azonosítható deformációs eseménysorozat (D1) az ÉÉK–DDNy-i csapású Vz3 balos oldaleltolódásként kialakulásával járt. Ehhez kb. ÉÉNy–DDK-i, vízszintes irányú legnagyobb (σ_1), és szintén vízszintes, erre merőleges legkisebb nyomó főfeszültségre (σ_3) volt szükség. Ekkor alakulhattak ki kinyíló jobbos ferde vetődésekként az ÉNy–DK-i csapású breccsás zónák és jobbos nyírótörésekként a 3. raj kőzetrései. Feltehetően a 2. kőzetrésraj létrejötte is ide kapcsolható szintetikus vetőkként, ekkor még kitöltés nélkül, de az is lehet, hogy a Vz3 és az azzal párhuzamos vetők a már meglévő kőzetrésraj felületei mentén alakultak ki, hiszen a Bükk K-i részén általában jelen van ilyen irányítottságú raj (NÉMETH 2005).

A következő eseménysorozatban (D2) olyan jelenségek létrejötte foglalható össze, amelyekhez kb. K–Ny-i vízszintes σ_1-re volt szükség, és amelyeket rövidüléssel járó alakváltozások hoztak létre (pl. *8. ábra*). Mindenekelőtt ilyenek a Vz1 és Vz2 jobbos szűkülő oldaleltolódásai és a 4. raj keletkezése (vagy megléte esetén aktivizálódása) nyírótörésekként, de ehhez kapcsolható a nyílt cikcakkstílusú redőződés és a réteglapok (1. kőzetrésraj) menti, KÉK-i irányú feltolódások és kalcittűs bevonatok kialakulása is. Szintén lehetséges a nyomási oldódással létrejött sztilolitos palásság ekkori keletkezése, bár ez akár jóval korábbi (D1 előtti) is lehet; az így megvalósult deformáció mértéke azonban a törésekhez képest elhanyagolható.

Harmadik eseménysorozatként (D3) említhető a 2. és 4. kőzetrésrajok, továbbá a Vz3 kinyílása és kalcittal való kitöltődése, amely (D)K–(É)Ny-i vízszintes σ_3 és függőleges σ_1 mellett képzelhető el táguló alakváltozás, valószínűleg kiemelkedés során. Ebből a fázisból karcok, vagyis nyírásos elmozdulások nyomai nem azonosíthatóak.

Egy negyedik eseménysorozat (D4) nyomának értékelhető a 3. kőzetrésraj egyes kőzetrései mentén a Vz2 mozgási felületeit elvető, szűk zónabeli jobbos oldaleltolódás. Ez közelítőleg a D1-hez hasonló feszültségállapotot tükröz (kb. ÉNy–DK-i



8. ábra. A D2 eseménysorozat kb. K–Ny-i rövidülését tükröző kőzetrésrendszer az 1. pontnál (kőfejtő DNy-i széle), területtartó vetület, alsó félgömb. Az itt, a redőződés által érintett részen NyÉNy felé dőlő rétegzés menti kőzetrésrajt két egymást keresztező, de el nem vető, elhelyezkedésük szerint a réteglapok menti feltolódásokat kiegészítő Mohr-töréspárt alkotó raj kíséri. Vastag nyilak jelzik σ_1 feltehető irányának vízszintes vetületét, mely valójában nem teljesen vízszintes, inkább a feltolódó, határlapjaikon nyírásnak kitett mészkőpadokbeli feszültségállapotnak megfelelően a rétegzéssel szemben dől

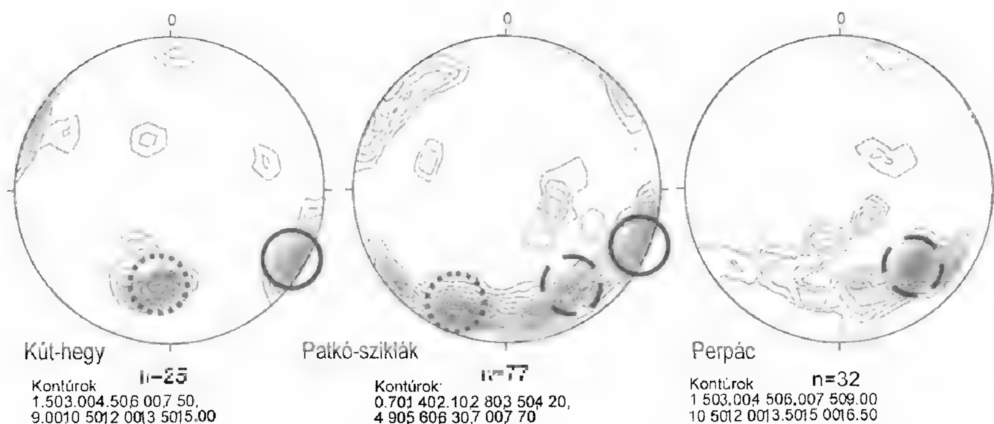
Figure 8. Fracture system representing the E–W shortening of phase D2 at point 1 (SW edge of the quarry), equal area projection, lower hemisphere. Fracture set 1 (parallel with the bedding) dips here toward WNW as this site is affected by the folding. This set is complemented by two other cross-cutting sets of fractures with no throws which seem to form a Mohr pair coupled with the thrusts along set 1. Thick arrows indicate inferred direction of the horizontal component of σ_1 which is not horizontal in fact; it rather points against the dip direction of the sheared bedding planes, according to the ancient state of stress in the limestone beds

vízszintes σ_1 és vízszintes σ_3), de jobb megtartású, viszont csekélyebb mértékű deformációt jelző bélyegekkel. Ide sorolható ugyanezen a falszakaszon egy jó megtartású (az 1. kőzetrésrajnál leírt általánostól ebben is különböző), KDK-i feltolódást jelző vetőtükör egy réteglapon. Szintén ide sorolható egy kapcsolt vetőpárnak látszó, szintén jó megtartású vetőtükörrel borított felületpár a 4–6. pontok közötti szakaszról (*1. ábra*), ahol meredeken DK felé dőlő felületeken balos ferde feltolódás észlelhető. E fázis általános jellemzői a jó megtartású (viszonylag fiatal), ám kis mértékű alakváltozást jelző és csak szórványosan jelentkező bélyegek.

Az 1. ábrán Bz-vel jelölt breccsás zóna kitöltésének állaga, hiányzó cementációja alapján nem állandóan vízzel borított zónában, vagyis a felszín közelében alakult ki, így minden egyéb kitöltésnél fiatalabb. Kialakulása történhetett egy utolsó tágulási esemény során, amely azonban már felszín közeli, málláshoz és karsztosodáshoz kapcsolódó folyamat lehetett.

A kőzettest lencseszerű alakjának kialakulásában a fentebb leírtak szerint a D2 fázis játszotta a legnagyobb szerepet, akár a redőződést, akár a vetődéseket tekintjük meghatározónak. A rétegzés általános DNy-i irányú dőlése viszont már feltehetőleg a D1 fázis előtt is hasonló helyzetű volt, ami — figyelembevéve a tágabb környezet változó rétegdőléseit is — feltehetően korábbi, regionális jelentőségű eseménysorozat(ok) eredményeképpen alakulhatott ki.

A szerkezetalakulás tágabb összefüggéseinek vizsgálata érdekében összehasonlíthatjuk az itteni kőzetrés- és vetőrajokat a 3,5 km-re KDK-re, a Hór-völgy alsó szakaszán található kőfejtőudvarokban észleltekkel. A kőzetanyag ott tiszta, rétegzés menti elválást nem mutató, irányítatlan szövetű tömeges mészkő (Bervai Mészkő F.), melyben azonban az itt leírt kőzetrésrajokkal, illetve vetőkkel csaknem egyező irányítottságú vetőrajokat lehet találni (*9. ábra*). A kút-hegyi udvarban a 2. és 3. kőzetrésrajokkal, valamint a Vz3 zónával párhuzamos vetőrajok vannak jelen, míg a perpáciban nagy számban megtalálhatóak az ÉNy-ra dőlő (Vz1–2-nek és a 4. kőzetrésrajnak megfelelő irányítottságú) mozgási felületek is. Az elmozdulások nyomai viszont



9. ábra. Karcos mozgási felületek (és a Patkó-sziklák esetében egyéb, nem rétegpárhuzamos kőzetrésrajok) sűrűségi sztereogramjai a Patkó-sziklák kőfejtőjében és a Hór-völgyi mészkőbánya udvaraiban mért adatokból, területtartó vetület, alsó félgömb. A Hór-völgyben az észlelés csak a karcos mozgási felületekre terjedt ki. Bekarikázva a két kőbányában egyaránt megtalálható, kb. azonos irányítottságú rajok pólusainak sűrűségi csúcsai; folytonosan a 2., pontozottan a 3., szaggatottan a 4. számmal leírt rajok

Figure 9. Density stereograms of striated movement planes (and other, not bedding-parallel fractures in the case of Patkó Cliffs) in the Patkó Cliffs quarry and the Hór Valley quarries, equal area projection, lower hemisphere. The survey in Hór Valley included striated planes only. Circles indicate the density peaks of the fracture sets which occur in both localities with nearly the same orientation: continuous line indicates set 2, dotted line set 3, dashed line set 4

nem teljesen azonosak. Az ÉNy-ra dőlő felületeken hasonlóan jobbos szűkülő oldaleltolódások karcai vannak, viszont a Hór-völgyben a 3. rajnak megfelelő, ÉÉK-re dőlő rajon táguló balos oldaleltolódások vagy vetődések bélyegeznek felül feltolódásokat, a 2. rajnak megfelelő ÉÉK–DDNy-i csapásún pedig jobbos ferde feltolódások bélyegzik felül a korábbi jobbos oldaleltolódásokat. A felülbélyegzések már a Hór-völgyben is csak a kút-hegyi udvarban jellemzőek, a perpáciból hiányoznak (ezért, a karcok hiánya miatt nem kerültek bele a perpáci sztereogramba határozott csúcsként az ilyen irányítottságú felületek).

A Hór-völgyi kőfejtők karcai általában jó megtartásúak, szemben a Patkó-szikláknál tapasztaltakkal. Valószínűleg ezek fiatalabb karcok, és jelenlétük (különösen a kút-hegyi udvar felülbélyegzései) a kőfejtők hegységperemi helyzetének köszönhető, mivel irányítottságuk szerint jól beleillenek a Bükk K-i részén a hegységperem közelében általában hasonló tömegben és jó megtartással megtalálható két legfiatalabb (valószínűleg késő-miocén és pannóniai korú) mozgási rendszerbe (NÉMETH 2005, 2006). A Patkó-sziklák D2 fázisa irányítottság szerint ugyan megfelel ezek közül az idősebbiknek, de a D3 és D4 felülbélyegzések alapján valószínű, hogy inkább egy korábbi szakasszal vonható párhuzam. D4 egy MÁRTON & FODOR (1995) által a Bükkalja vulkanitjaiból is leírt, ottnangi–középső-badeni korúnak tartott fázisnak felel meg (4. rendszer, NÉMETH 2006). D3-nak megfelelő, K–Ny-i tágulásra utaló vetődések a miskolctapolcai vár-hegyi régi kőfejtőből is ismeretesek (NÉMETH 2005), és ott a fentebb említett hegységperemi fiatal rendszerek felülbélyegzik ezeket. D2 eszerint ezeknél idősebb, a MÁRTON & FODOR (1995) által oligocén és eggenburgi üledékekből leírt, de a Bükk K-i részén is ismert (3. rendszer, NÉMETH

2006) szerkezetalakulási eseményeknek feleltethető meg (NyÉNy–KDK irányú σ_1). Megjegyzendő ezzel az időzítéssel kapcsolatban, hogy a Bükkalján a felső-oligocénban Bogácstól K–ÉK felé növekvő mértékű üledékhézag mutatkozik a fúrásokban (BALOGH 1964). Lehetséges, hogy a kőzettest a relatíve kiemelkedő, illetve lesüllyedő területek aktív szerkezeti határzónájában szenvedte el viszonylag nagy mértékű deformációját. Végül D1 a K-en térképi léptékű feltolódásokkal járó, valószínűleg a hegység első, a felső-eocén tarkaagyag lerakódását megelőző kiemelkedését okozó mozgásokkal állítható párhuzamba (1. rendszer, NÉMETH 2006).

Köszönetnyilvánítás

A kutatást az OTKA támogatta a K 61872. sz. projekt keretében. Köszönöm a projektbeli kutatótársak és a lektorok segítő észrevételeit.

Irodalom – References

BALOGH K. 1964: A Bükkhegység földtani képződményei. — *MÁFI Évkönyv* **48/2,** 245–553.

FISHER, R. 1953: Dispersion on a sphere. — *Proc. Roy. Soc. London* **217**, 295–305.

HAAS, J., GÖRÖG, Á., KOVÁCS, S., OZSVÁRT, P., MATYÓK, I. & PELIKÁN, P. 2006: Displaced Jurassic foreslope and basin deposits of Dinaridic origin in Northeast Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **49/2,** 125–163.

LESS GY., GULÁCSI Z., KOVÁCS S., PELIKÁN P., PENTELÉNYI L., REZESSY A. & SÁSDI L. 2002: A Bükk hegység földtani térképe, 1:50 000. — MÁFI, Budapest.

PELIKÁN P. (szerk.) 2005: A Bükk hegység földtana. Magyarázó a Bükk hegység földtani térképéhez (1:50 000). — MÁFI, Budapest, 284 p.

MÁRTON, E. & FODOR, L. 1995: Combination of paleomagnetic and stress data – a case study from North Hungary. — *Tectonophysics* **242**, 99–114.

NÉMETH N. 2005: A Délkeleti-Bükk keleti részének szerkezetföldtani viszonyai. — Miskolci Egyetem, Műszaki Földtudományi Kar, Földtan-Teleptani Tanszék, PhD-értekezés.

NÉMETH, N. 2006: Tertiary stress field evolution in the eastern part of the Bükk Mountains, NE Hungary. — *Geolines* **20**, 100–101.

PELIKÁN P. & DOSZTÁLY L. 2000: A bükkzsérci fúrások (D-Bükk) jura képződményei és szerkezetföldtani jelentőségük. — *Földtani Közlöny* **130/1**, 25–46.

Kézirat beérkezett: 2007 02. 09.

Földtani Közlöny 137/4, 487–514. (2007), Budapest

A Bükkalján megjelenő felső riolittufaszint vizsgálati eredményei: a harsányi ignimbrit egység

The characteristics of the Upper Rhyolite Tuff Horizon in the Bükkalja Volcanic Field: The Harsány ignimbrite unit

LUKÁCS Réka[1] – HARANGI Szabolcs[1] – Theodoros NTAFLOS[2], Friedrich KOLLER[2] – PÉCSKAY Zoltán[3]

(11 ábra, 3 táblázat)

Tárgyszavak: Bükkalja, ignimbrit, tefrakronológia, geokémia

Keywords: Bükkalja, ignimbrite, tephrachronology, geochemistry

Abstract

During the Miocene (between 20 and 13.5 Ma), several rhyolitic explosive volcanic eruptions occurred in the Pannonian Basin. Based on the K/Ar age dating of the pyroclastics, the palaeontologic, petrologic and palaeomagnetic studies, the volcanic formations were divided into three separate horizons (Lower, Middle and Upper Rhyolite Tuff units).

In this work, we study the Late Badenian pyroclastic rocks of the Bükkalja Volcanic Field (BVF), which were correlated with the Upper Rhyolite Tuff unit of the Pannonian Basin (or Upper Tuff unit in Bükkalja). We present the results of volcanologic, petrologic and geochemical investigations of two localities (Harsány and Tibolddaróc) of the eastern Bükkalja and reinterpret both the age and the genesis of the volcanic formations. We suggest that they represent non-welded pumice block-bearing pyroclastic flow deposits. The petrography, mineral chemisty, the major and trace element data of pumices, glass shards and lithic clasts and the new K/Ar age data (Harsány: 13.65±0.72 Ma and Tibolddaróc: 13.35±1.01 Ma) clearly indicate that the two occurrences could belong to the same volcanic eruptions and possibly to a single pyroclastic flow. We term this volcanic formations as Harsány ignimbrit unit (HIU), a part of the Upper Tuff unit of the Bükkalja. We note, however, that the Upper Tuff is compositionally heterogeneous in the BVF, i.e. the HIU show different character compared with the ignimbrites, which occur at the western part of the BVF (e.g., Demjén, Nagyeresztvény). The HIU can be clearly distinguished also from the volcanoclastic formations of the Lower and Middle Tuff. Thus, the HIU represents the eruption of a distinct rhyolitic magma. It is important to note that approximately at the same time, eruption of different rhyolitic magmas with fairly similar eruptional processes, i.e. plinian eruption resulted in pumiceous pyroclastic flows, deposited close to one another in Bükkalja.

Our results emphasize that the previously established volcanic units in Bükkalja could be heterogeneous, i.e. they could represent the volcanic products of different eruptions, possibly fed by distinct magmas. Furthermore, our data imply that the so-called Upper Rhyolite Tuff unit of the Pannonian Basin cannot be regarded as a genetically homogeneous marker horizon.

[1]ELTE Földrajz és Földtudományi Intézet, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/C, e-mail: reka.lukacs@geology.elte.hu

[2]Institute of Lithosphere Studies, University of Vienna, Althan str. 14, A-1090, Vienna, Austria

[3]MTA Atommagkutató Intézet, Környezet- és Földtudományi Osztály, 4026 Debrecen, Bem tér 18.

Összefoglalás

A Pannon-medencében a miocén során, 20 és 13,5 millió év között számos riolitos explozív vulkáni kitörés történt. A piroklasztitokon mért K/Ar koradatok, a paleontológiai és kőzettani megfigyelések, valamint paleomágneses vizsgálatok eredményeképpen három, különböző korú vulkáni szintbe sorolták (alsó, középső és felső riolittufaszint) ezeket a képződményeket.

Ebben a munkában a Bükkalja késő-badeni piroklasztitjaival foglalkozunk, amelyeket korábban a felső riolittufaszinttel (a Bükkalján belül a felső tufa egységgel) párhuzamosítottak. Ezen belül, a Bükkalja keleti részén két feltáráscsoport (Harsány, Tibolddaróc) vulkanológiai, petrográfiai és geokémiai vizsgálatának eredményét mutatjuk be. A piroklasztitok, amelyek vulkanológiai eredetét korábban különbözőképpen értelmezték, nem összesült horzsakőblokk-tartalmú piroklasztár kőzetek. A petrográfiai megfigyelések, az ásványkémiai összetétel, a horzsakövek, juvenilis törmelékek és litoklasztok fő- és nyomelem adatai és a jelen munka során mért K/Ar koradatok alapján megállapítottuk, hogy a két terület piroklasztitjai egykorúak (Harsány: 13,65±0,72 M év és Tibolddaróc: 13,35±1,01 M év) és valószínűleg ugyanannak a piroklasztárnak a képződményei. A korábban a középső tufa egység sorolt tibolddaróci piroklasztitot mindezek alapján egyértelműen a Bükkalja felső tufa egységéhez soroltuk, és a két terület képződményeinek összefoglalóan a harsányi ignimbrit egység nevet adtuk. A harsányi ignimbrit egység sem petrográfiai sem geokémiai szempontból nem hasonló a Bükkalja vele egykorú képződményeivel (pl. Demjén, Nagyeresztvény), valamint elkülönül az alsó és középső tufa egység képződményeitől is. Mindezek alapján megállapítottuk, hogy a harsányi ignimbrit egység egy önálló vulkáni kitöréshez tartozó üledéket képvisel és a felső riolittufaszinten belül legalább két vulkáni egység különíthető el (harsányi ignimbrit egységés a Demjén–Nagyeresztvény kőfejtő által képviselt egység), ami különböző típusú riolitos magmák közel egyidejű kitörésére utal.

Mindezek felhívják a figyelmet arra, hogy az eddigi koradatok alapján a Bükkalján egy szintbe sorolt képződmények nem feltétlenül tartoznak egy vulkáni kitöréshez. Továbbá, a felső riolittufaszintet már a Bükkalja vulkáni terület példája alapján sem lehet egyetlen egységes, genetikailag összetartozó markerszintként tekinteni a Pannon-medencében.

Bevezetés

A Pannon-medencében a miocén során, 20 és 13,5 millió év között több riolitos explozív vulkáni kitörés történt, ami elsősorban nagy térfogatú horzsakőár üledékeket (ignimbriteket) hozott létre. Ezek az üledékek nagy területi kiterjedésűek, de vizsgálatuk a fiatalabb fedő üledékek miatt sajnos csak néhány területen lehetséges. A piroklasztitokat K/Ar koradatok, valamint paleontológiai és kőzettani megfigyelések alapján három, különböző korú vulkáni szintbe és formációba sorolták (pl.: RAVASZ 1987; HÁMOR et al. 1980; PÓKA 1988; HÁMOR 1998): alsó riolittufaszint (Gyulakeszi Riolittufa Formáció, 19,6±1,4 M év; HÁMOR et al. 1980), középső riolittufaszint (Tari Dácittufa Formáció, 16,4±0,8 M év; HÁMOR et al. 1980), felső riolittufaszint (Galgavölgyi Riolittufa Formáció, 13,7±0,8 M év; HÁMOR et al. 1980).

A piroklasztitszinteknek nagy jelentőségük van a Pannon-medence kialakulásában és üledékfeltöltődésének tisztázásában, hiszen amennyiben egy kitörési egység jól elkülöníthető, úgy markerszintként használható. A vezérszintek használhatóságához azonban szükséges ezen szintek egyértelmű jellemzése és a vulkáni kitörési történetben való elhelyezése. A K/Ar koradatok viszonylag jelentős analitikai hibája, valamint a paleontológiai bizonyítékok korlátozott száma megnehezíti az egymástól elszakított piroklasztit-előfordulások korrelációját. Ezért szükségessé vált egyéb módszerek alkalmazása is. A piroklasztitegységek elkülönítésében az egyik leghatásosabb eszköznek a paleomágneses vizsgálatok

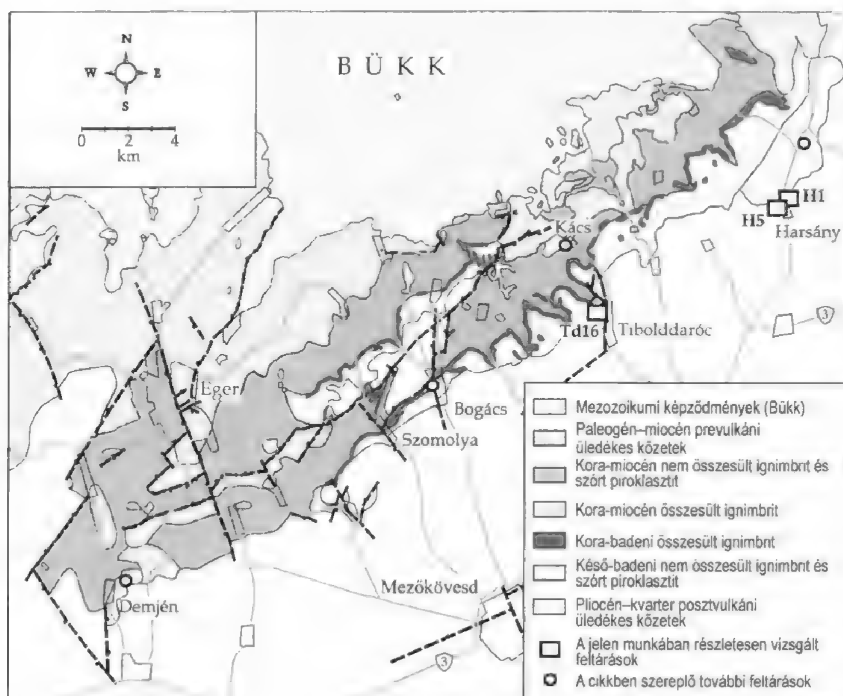
tűntek (MÁRTON 1990; MÁRTON & FODOR 1995; MÁRTON & MÁRTON 1996; MÁRTON & PÉCSKAY 1998), köszönhetően annak, hogy a vulkáni működés során egyes területeken két jelentős blokkforgás is történt. Ezek a vizsgálatok megerősítették a Si-gazdag piroklasztitok hármas felosztását. Ugyanakkor, további megválaszolatlan kérdések is maradtak, mint például (1) a blokk-forgások közötti kitörési egységek elkülönítése vagy (2) a paleomágneses vizsgálatra nem alkalmas képződmények (pl: laza, nem összesült ignimbritek, szórt piroklasztitok) besorolása.

A Bükk déli előterében, a Bükkalján jó feltártsági körülmények mellett vizsgálhatóak az egykori miocén Si-gazdag vulkáni működés kőzetei. SZAKÁCS et al. (1998) és PÓKA et al. (1998) nagyléptékű jellemzést adott a területen elkülönített három szintről, amelyre támaszkodva az utóbbi években egy újfajta megközelítéssel igyekeztük az elszórt vulkáni képződményeket korrelálni (pl: HARANGI et al. 2000, 2005; LUKÁCS et al. 2002).Az összehasonlító vizsgálatok alapját a geokémiai adatok jelentették. A geokémiai elemzések nemzetközileg is elismert laboratóriumokban készültek, vulkanológiailag pontosan definiált, ill. ismeretlen eredetű egységekből vett mintákból. Munkánk során egyes területeket nagy részletességgel vizsgáltunk, ami lehetővé tette egyes előfordulások besorolásának felülvizsgálatát és vulkanológiai jellemzőik tisztázását.

Ebben a munkában a Bükkalja legfiatalabb — a felső egységbe sorolt képződményeire koncentrálunk. Ezen belül, a terület keleti részén előforduló képződmények vizsgálati eredményeit mutatjuk be. Ezekről az előfordulásokról korábban sem paleomágneses, sem pontos K/Ar koradat nem állt rendelkezésre. A kőzettani és geokémiai adatok birtokában azonban sikerült bizonyítani egymástól távol lévő képződmények összetartozását, amit új K/Ar koradatokkal is alátámasztunk. Vizsgálataink alapján ugyanakkor, rámutatunk a felső riolittufa szintbe sorolt képződmények heterogenitására, különböző magmák kitöréséhez való kapcsolódására. Mindezek az adatok elengedhetetlenül szükségesek ahhoz, hogy a részben vulkáni szinteken alapuló miocén rétegtani besorolást újragondoljuk.

Geológiai háttér

A Bükkalján található vulkáni törmelékes kőzetek a Pannon-medence kialakulásának korai szakaszában képződtek. A piroklasztitok három fő egységbe sorolhatók a paleomágneses, terepi és petrográfiai megfigyelések alapján: alsó, középső és felső tufa (BALOGH 1963; SZAKÁCS et al. 1998) (*1. ábra*). Az egységek korszerinti besorolását MÁRTON & PÉCSKAY (1998) K/Ar radiometrikus koradatok és paleomágneses forgási adatok alapján határozták meg és ezeket a Pannon-medence alsó, középső és felső riolittufaszintjeivel korrelálták. Az alsó tufa kora 21,0–18,5 millió év, a középső tufáé 17,5–16,0 millió év és a felső tufáé 14,5–13,5 millió év. Az alsó és középső tufa főként összesült és nem összesült piroklasztár-üledékeket tartalmaz, míg a felső tufa szintemikus (synthem) egységében feltárva csupán nem összesült piroklasztitok, főként ignimbritek jelennek meg (PANTÓ 1963; CAPACCIONI et al. 1995; SZAKÁCS et al. 1998; HARANGI et al. 2000). Alárendelt mennyiségben freatomagmás és/vagy magmás tufa képződmények is találhatók a területen (Bogács: középső tufa), Nyerges-hegy: alsó tufa stb.). Az elmúlt évtizedben folyt



1. ábra. A Bükkaljai miocén piroklasztit elterjedése a vizsgált feltárások megjelölésével BALOGH (1963), SZAKÁCS et al. (1998) és HARANGI et al. (2005) térképei alapján

Figure 1. Simplified geological map of Bükkalja showing the areal distribution of the main pyroclastic units (based on the maps of BALOGH *1963;* SZAKÁCS *et al. 1998 and* HARANGI *et al. 2005) with the studied occurences*

földtani térképezés eredményeképpen PENTELÉNYI (2005) megtartotta a vulkáni képződmények hármas felosztását és azokat formációkba sorolta: Gyulakeszi Riolittufa Formáció, Tari Dácittufa Formáció, Harsányi Riolittufa Formáció. Az egyes formációk területi elterjedését és genetikai besorolását azonban Szakács et al. (1998) következtetéseihez képest erősen átértelmezte.

A vulkáni képződmények rétegtani besorolásának megvitatása túlnő e munka keretein, azonban fontosnak ítéljük, hogy a munkánkban használt rétegtani egységek elvi hátterét röviden megvilágítsuk. Ebben a SALVADOR (1994) által összeállított rétegtani nevezéktani elveken alapuló, de vulkáni területekre alkalmazott eljárást igyekeztünk követni (pl. BRANCA et al. 2004; LUCCHI et al. 2004). Ebben a felfogásban szintemikus egységek azok a vulkáni kőzetsorozatok, amelyeket jelentős hosszúságú szunnyadó időszakok választanak el, amelyek alatt eróziós és tektonikai események is történtek, esetleg jelentős változás állt be a vulkáni működés jellegében. A litoszom egységek szorosan összefüggnek a vulkáni felépítménnyel, azaz elsősorban vulkánmorfológiai egységek (rétegvulkán, tufagyűrű, lávadóm). A litoszom egységek egy vagy több litológiailag definiált formációt is tartalmazhatnak. Ebben a szemléletben a Pannon-medencében regionális elterjedésű riolittufaszinteket szintemikus egységnek tartjuk. Litoszom egységeket azonosított vulkáni felépít-

mények hiányában nem különítünk el. A bükkaljai piroklasztit egységeken belül formációk különíthetők el a litológiai jellemzők alapján. Fontos megjegyeznünk, hogy ettől a besorolástól eltérhet a vulkanológiai szemléletű elnevezés, ami szorosabban illeszkedik a vulkáni működés jellegéhez. Ilyen megfontolásból elkülöníthetők vulkáni kitörési egységek, mint például hullott piroklaszt üledékek vagy piroklasztár-üledékek. A rövid nyugalmi időszakokkal elválasztott vulkáni képződmények pedig vulkáni kitörési sorozatot alkothatnak. A két besorolási elv nem feltétlenül fedi egymást, tehát az elnevezések során fontos definiálni, hogy rétegtani vagy vulkanológiai osztályozást alkalmazunk. A két osztályozás közötti különbség többek között az elnevezések kis- (vulkanológiai elnevezés) vagy nagybetűs (rétegtani elnevezés) írásmódjával is megkülönböztethető.

A juvenilis törmelékek az alsó és a felső tufa esetében riolitos, míg a középső tufa esetében dácitos összetételűek (PÓKA et al. 1998; HARANGI et al. 2005). A horzsakövek, fiamme és üvegszilánkok mellett a juvenilis, azaz a kitörő magmából származó elegyrészek közé tartoznak a fenokristályok is. Mindhárom egységben a plagioklász és a biotit megjelenése általános. Az alsó tufa és felső tufa egységekben, mindezek mellett kvarc is megjelenik, míg a középső tufa egységben az ortopiroxén jelenléte meghatározó. A felső tufa egyes előfordulásaiban, valamint a középső tufa kőzeteiben amfibol is előfordul. Akcesszóriaként mindhárom egységben oxid-ásványok (főként ilmenit), cirkon, apatit és allanit jelenik meg.

A piroklasztár-üledékek az alsó tufa és felső tufa esetében gyakran tartalmaznak kogenetikus litikus törmelékeket, amelyek összetétele a bazaltos andezittől a riolitosig változik (HARANGI 2001).

A Si-gazdag vulkanitok, így a Bükkalján előforduló kőzetek képződését is, a kutatók többsége alapvetően kéreg anatexissel magyarázta (LEXA & KONECNY 1974, 1999; PÓKA 1988; DOWNES 1996; PÓKA et al. 1998), míg HARANGI et al. (2000, 2005), valamint HARANGI (2001) szerint felső köpenyből származó magma változó mértékű alsó kéreg kontaminációjával és differenciációjával keletkeztek.

A felső riolittufaszint (felső tufa) a Bükkalján

A felső tufa képződményei legmarkánsabban két egymástól kb. 30 km távolságra elhelyezkedő területen jelennek meg a Bükkalja vulkáni terület délkeleti (Harsány környékén) valamint a délnyugati részén (Demjénhez tartozó Nagyeresztvény kőfejtőben; *1. ábra*). A délnyugati és délkeleti területeken megjelenő nem összesült piroklasztitok szintbeli összetartozását valamint a felső riolittufaszinthez való tartozását SCHRÉTER (1950), BALOGH (1964) és SZAKÁCS et al. (1998) is felvetette és hasonlóképpen értelmezte PENTELÉNYI (2005) is. A két előfordulás képződményei azonban ásványtani és geokémiai szempontból is különbségeket mutatnak, amely alapján PÓKA et al. (1998) különböző petrogenetikájú magmákhoz és eltérő kitörési centrumokhoz kapcsolta őket.

A felső tufa délkeleti előfordulásainak megítélése azonban nem egységes a korábbi kutatások alapján. Harsány környékén SCHRÉTER (1950), BALOGH (1964) és SZAKÁCS et al. (1998) térképei szerint a felső riolittufaszinthez sorolt képződmények jelennek meg. Tibolddaróc falu környékén SCHRÉTER (1950) és SZAKÁCS et al. (1998) szerint a középső riolittufaszint képződménye található, míg BALOGH (1964) térképe

szerint ezek a kőzetek a harsányival megegyező vulkáni szintbe tartoznak. PENTELÉNYI (2005) bükkaljai térképezésének eredményeképpen a harsányi és a tibolddaróci piroklasztitokat szintén a felső szintbe sorolta. Különbségek fedezhetők fel a területen megjelenő képződmények vulkanológiai megítélésében is. SZAKÁCS et al. (1998) Harsány környezetéből nem összesült ignimbritet, áthalmozott és freatomagmás (Harsány, Vargyas-tető) tufákat írtak le. PENTELÉNYI (2001, 2005) szerint az itt megjelenő üledékek nagyrésze hullott és áthalmozott eredetű, és kizárta az ártufa (piroklasztár)-jelleget. Tibolddaróc környékén SZAKÁCS et al. (1998) térképükön freatomagmás tufa képződményt jelöltek. Ezzel szemben PENTELÉNYI (2001; 2005) az általa a felső egységbe sorolt tibolddaróci vulkanoklasztos üledékeket hullott, lavina- és áthalmozott riolittufaként értelmezte.

MÁRTON & PÉCSKAY (1998) Harsány területéről egy riolitos litoklasztról közöltek K/Ar módszerrel mért koradatot, amely 15,66±0,60 millió évet adott. Tibolddaróc környékérőll horzsakőgazdag lapillitufából szeparált biotitok vizsgálata alapján határozták meg a kőzet korát, ami 16,12±1,71 millió évesnek adódott.

Vizsgálati módszerek

A korrelációs vizsgálatok során terepi vulkanológiai, petrográfiai megfigyeléseket és különböző geokémiai elemzési adatokat használtunk fel. A terepi vulkanológiai vizsgálatok és csiszolatos elemzések alapján elkülönített egységek reprezentatív mintáit vetettük geokémiai elemzés alá.

A fenokristályok és a juvenilis kőzetüvegek kémiai összetételét elektronmikroszondával elemeztük. A mikroszondás elemzések nagyrészét Bécsben az Institute für Petrologie, Universität der Wien mikroszonda laboratóriumában készítettük CAMECA SX100 típusú mikroszondával 15 kV feszültség és 20 nA sugárátmérővel a fenokristályok és defókuszált sugárral (5 μm) a kőzetüvegek esetében. Az elemzések másik része Londonban, a Birkbeck College, University of London laboratóriumában készültek JEOL-733 Superprobe műszeren, amit Oxford Instrument ISIS energiadiszperzív (EDS) rendszerrel szereltek fel. Az elemzéseket itt 15 kV gyorsítófeszültségen, 10 nA mintaáramon, 1 mm elektronsugár-átmérő mellett 100 mp-ig végeztük. A kőzetüveg-elemzések ezzel szemben csak 30 mp-ig folytak, 10 μm elektronsugár-átmérőt használva.

A teljes kőzetminták kémiai összetételét röntgenfluoreszcens (főelemek és néhány nyomelem), ICP-AES (ritkaföldfémek) és neutronaktivációs (ritkaföldfémek és néhány további nyomelem) módszerekkel határoztuk meg. A főelemek és a nyomelemek egy részének mérése a Bécsi Egyetem (Institute of Geological Sciences, University of Vienna) röntgenfluoreszcens laboratóriumában történt egy PHILIPS PW2400-as Rh csővel felszerelt, szekvens röntgenfluorszcens spektrométerrel. Az ICP-AES mérések Eghamben a Royal Holloway College Geokémiai Laboratóriumában 1998-ban WALSH et al. (1981) módszere szerint készültek. A neutronaktivációs analízis a Budapesti Műszaki Egyetem Nukleáris Technikai Intézetében zajlott. A mérési körülmények részletes leírása LUKÁCS (2002) munkájában található meg. Az eltérő módszerek eredményeit ugyanazon porminták elemzése alapján vetettük össze.

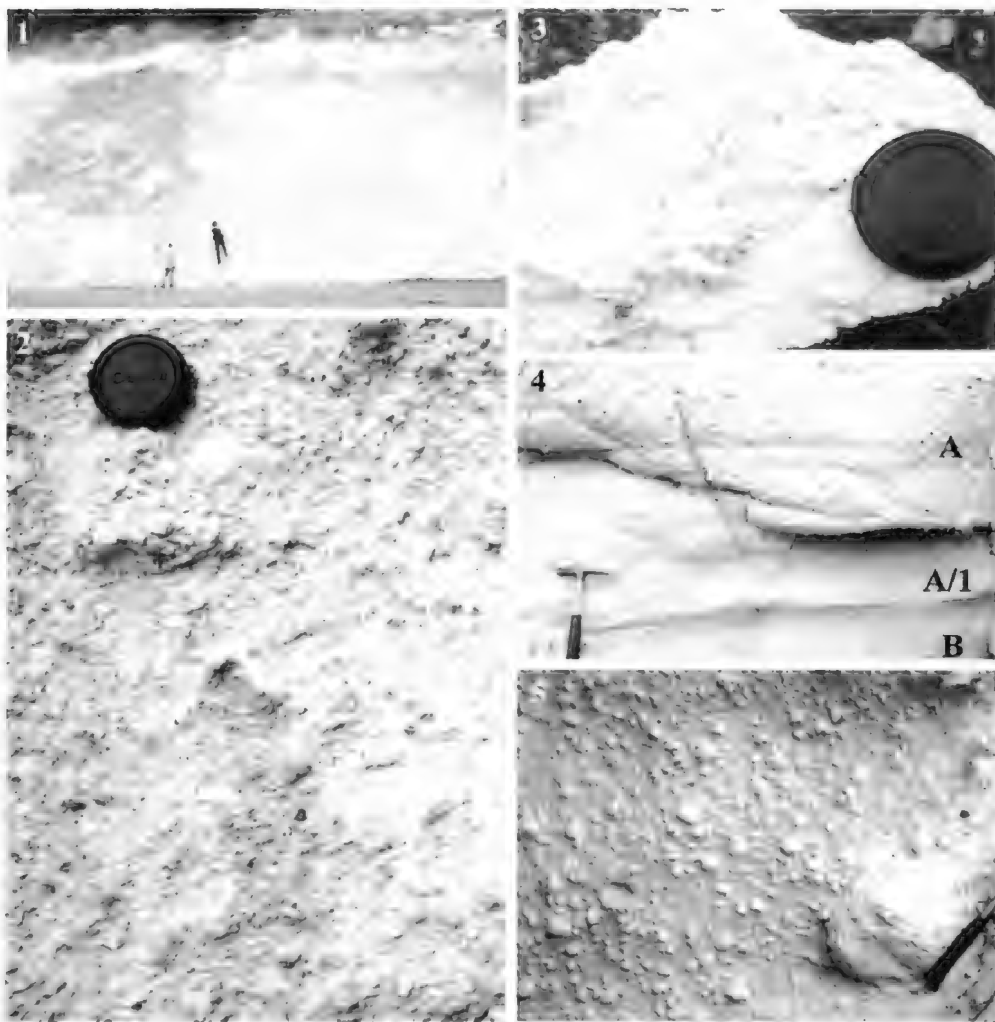
A K/Ar kormeghatározások az Atomki debreceni laboratóriumában történtek 1 gramm szeparált tiszta biotit frakciókon. A biotitfrakciók teljes kőzet mintákból származnak, a horzsakövek 0,25–0,125 mm szitafrakciójából bromoformos nehézásvány elválasztással. Az így nyert szeparátumokat binokuláris mikroszkóp segítségével tisztítottuk tovább, míg a szeparátum kevesebb, mint 1% szennyező anyagot tartalmazott. Ezek a szennyező anyagok esetlegesen cirkon, gránát, oxid illetve üvegszilánk darabok voltak. A mérési eredmények ellenőrzéséhez Asia1/65, LP-6, HD-B1, GL-O és atmoszferikus Ar sztenderdeket használtunk. A K/Ar radiometrikus korok kiszámításához STEIGER & JAGER (1977) bomlási állandóit alkalmaztuk. A mérési hibák 68%-os konfidencia szinten ±1 szigma valószínűségnél vannak megadva.

Vulkanológia és petrográfia

A Bükkalja felső tufa egységéhez sorolt képződmények közül a keleti részen Harsány és Tibolddaróc területén és közelében előforduló feltárásokat vizsgáltuk részletesen (*1. ábra*).

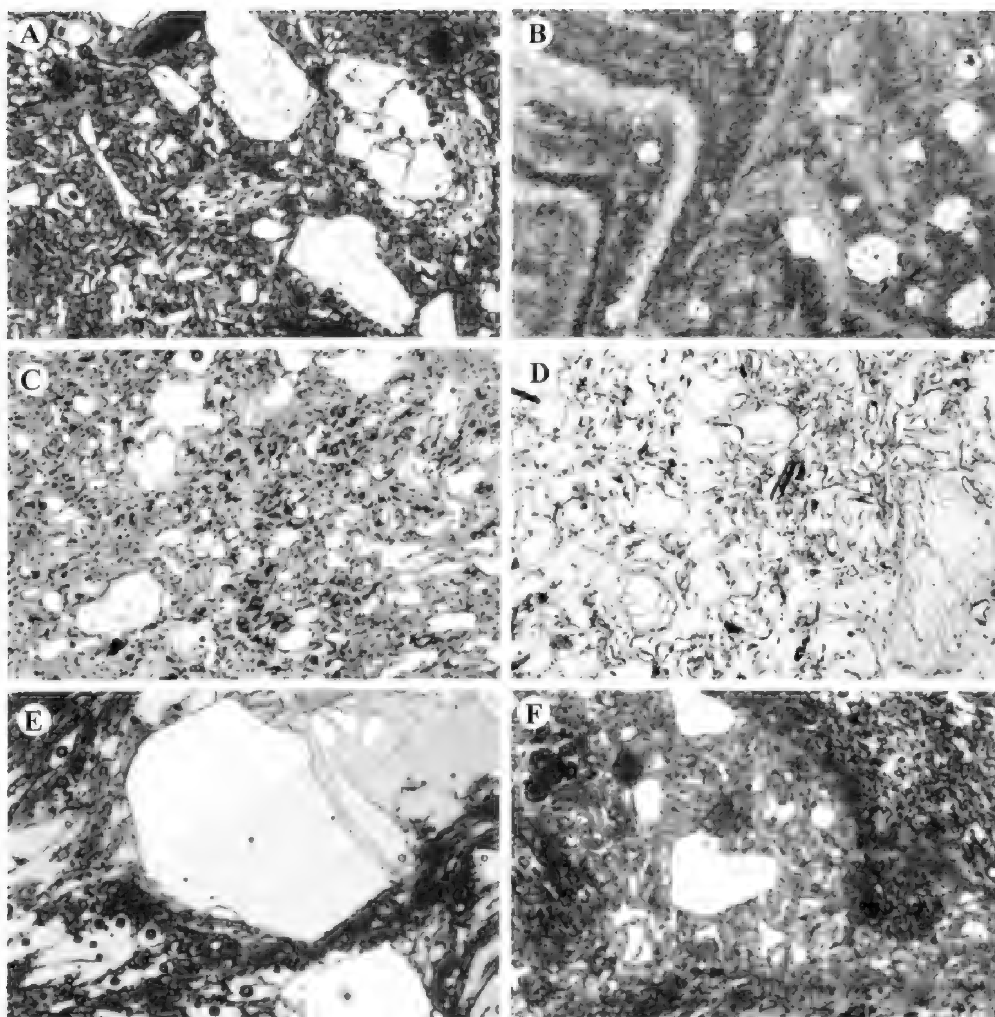
A Harsányban megjelenő piroklasztit feltárások több helyszínen találhatók meg. A feltárások egyik része a falu nyugati felén a boros pincék között jelenik meg (H5 feltárás; *2. ábra, B*). Ezeket a pincéket a Miskolc felé vezető úttól balra, a főúttól egy-két utcával beljebb találjuk meg. A feltárások kb. 2 méter magasak és 2–5 méter szélesek. A helyenként blokkméretű horzsaköveket is tartalmazó lapillitufa tömeges megjelenésű és osztályozatlan. A másik feltárás a faluból Miskolc felé vezető úttól jobb oldalt, egy 10 méter magas rézsűben húzódik (H1 feltárás; *2. ábra, A*). E helyen egykor egy felhagyott kőfejtő volt, amit néhány éve berobbantottak. Az összlet elsődleges jellegeit ma ezért nehéz vizsgálni, de a korábbi leírások (VARGA 1976; HARANGI & KARÁTSON nem publikált adat, 1994), valamint saját megfigyelések alapján a képződmény laza, tömeges, osztályozatlan blokktartalmú horzsaköves lapillitufa. A két előfordulás vulkanológiailag hasonló megjelenésű.

A lapillitörmelékeket fehér horzsakövek és sötétebb litoklasztok alkotják. A horzsakövek maximális mérete 20 cm, átlagosan 5–6 cm nagyságúak, kerekded formájúak. A litoklasztok maximálisan 10 cm nagyságúak, átlagosan 3 cm a méretük. A litoklasztok mennyisége 5 térf.% körüli, a horzsaköveké 30–40 térf.% körüli. A horzsakövek között megjelenő mátrixot a mikroszkópos vizsgálatok alapján 30–40%-ban üvegszilánkok, 20%-ban kristályok alkotják 10%-ban hamu méretű horzsakövek, a maradék pedig finom hamu (vulkáni üveg; *3. ábra, A*). Az alapanyag alapvetően üde, kisebb foltokban helyenként agyagásványosodás figyelhető meg. Az üvegszilánkok ívelt alakúak, anyaguk színtelen, tiszta és nem mutat átalakulást. A csiszolatokban előforduló horzsakövek 5–30% mennyiségű kristályt tartalmaznak, amely kristályok azonosak az alapanyag kristályaival. Az alapanyagban található kristályok között 35% kvarc, 55% plagioklász, 10% biotit található. A kvarcok mérete a csiszolatokban maximálisan 2 mm. Általában hipidiomort, xenomorf megjelenésűek, felületük többnyire erősen rezorbeált. A kristályok szegélyén gyakran rátapadt üveg található. A H1 feltárásban a nagyobb méretű (>10 cm) horzsakövekben jellegzetesek az 5–6 mm nagyságú, enyhén lilás színű kvarckristályok. A plagioklászok



2. *ábra.* A harsány ignimbrit egység jellemző terepi és makroszkópos megjelenése. 1. Harsány falu H1 sz. feltárása, a falu végén, a Miskolc felé vezető út jobb oldalán, egy 10 méter magas rézsűben található. 2. A harsányi pincék mentén feltáruló horzsakő-gazdag piroklasztit közeli képe (H5 sz. feltárás). 3. Az 5–6 mm-es, lilás színű kvarc kristályokat tartalmazó horzsakő a Td16 sz. feltárásból; 4. ábra). 4. Tibolddaróc falu nyugati részén lévő domb oldalában leírt Td16 sz. feltárás képződményének alsó része, amely egy tipikus ignimbrit rétegsor (Cas & Wright 1988) bázisát mutatja: A/1 – a horzsaköves piroklaszt ár felszíni torlóár rétegegysége; A = a piroklaszt ár inverz gradált tömeges része; B = a tibolddaróci rétegsor (4. ábra) B rétegének felső része. 5. A tibolddaróci horzsaköves piroklasztit (Td16) jellemző képe: az erősen osztályozatlan képződményben olykor 20-30 cm nagyságú horzsakő darabok is előfordulnak

Figure 2. Characteristic field and macroscopic pictures of the Harsány ignimbrite unit. 1. The present view of the H1 artificial road-cut outcrop at the end of the Harsány village. 2. Closer view of the pumiceous pyroclastic flow deposit at Harsány, outcrop H5. 3. Large (5-6 mm), pinkish quartz phenocryst-bearing pumice clast from the Td16 outcrop, Tibolddaróc (Figure 4). 4. The Td16 pumiceous pyroclastic flow deposit show the characteristic structural feature of ignimbrites (Cas & Wright 1988): the A/1 unit is interpreted as a ground surge deposit, overlain by the reverse graded massive facies (A). The unit B is the upper part of the unit B in the Tibolddaróc volcanoclastic sequence (Figure 4). 5. Characteristic picture of the TD16 massive pumiceous pyroclastic flow facies. Note, the bed sorting and the occurrence of big (20-30 cm) pumice clasts



3. ábra. A harsányi ignimbrit egység kőzeteinek jellegzetes mikroszkópos képei. A. A H1 sz. feltárás piroklasztitjának mikroszkópos megjelenése. A plagioklász és kvarc fenokristályok között az alapanyagban gyakoriak a csont-, valamint X- és Y-alakú üvegszilánkok. B. Sávos szerkezetű, folyásos szövetű obszidián litoklaszt mikroszkópos képe (H1 sz. feltárás). C. Hólyagüreges kőzetüveg alapanyagú riolit litoklaszt mikroszkópos képe (H1 sz. feltárás). D. Enyhén deformált hólyagüreket tartalmazó, kőzetüveg alapanyagú riolit litoklaszt mikroszkópos képe (H5 sz. feltárás). E. Szanidin kristály a tibolddaróci ignimbrit egyik horzsakövében (Td16 sz. feltárás). A kép félig keresztezett nikolokkal készült. F. A tibolddaróci ignimbrit (Td16 sz. feltárás) jellemző mikroszkópos szöveti képe, ami hasonlít a H1 sz. feltárás horzsakövéhez. Minden kép szélessége 3,3 mm

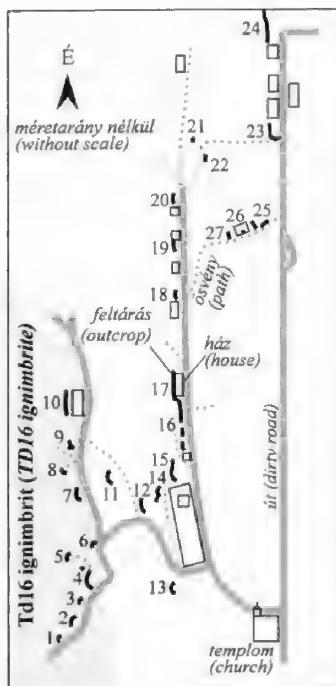
Figure 3. Characteristic microscopic pictures of the Harsány ignimbrite unit.A. Texture of the H1 ignimbrite. Note the skeleton, X- and Y shaped glass shards between the plagioclase and quartz phenocrysts. B. Banded, flow textured obsidian lithoclast from the H1 outcrop. C. Slightly vesicular, glassy rhyolite lithoclast from the H1 outcrop. D. Rhyolite lithoclasts with deformed vesicles and glassy groundmass from the H5 outcrop. E. Sanidine phenocryst in the Td16 pumice. The picture is taken with partly crossed nicols. F. Characteristic microscopic texture of the TD16 ignimbrite. Note the similarity with the H1 ignimbrite (Figure 3A). The width all of the picture is 3.3 mm long

hipidiomorfak, ritkán tört szélűek. A kisebb kristályok általában xenomorf megjelenésűek. A plagioklászok mérete maximálisan 2 mm, és előfordulnak több, általában különböző orientációval összenőtt kummulát kristályok is. Gyakoriak a normál zónásságot mutató kristályok, de előfordulnak homogének és ritkán oszcillációs zónásságot mutató fázisok is. A kvarc- és a plagioklászkristályokban gyakoriak a szilikát olvadék zárványok, amelyekkel részletesen LUKÁCS et al. (2002) foglalkoztak. A biotitok általában üde, barna színű, pleokroos kristályok, alakjuk idiomorf-hipidiomorf. Méretük maximálisan 750 μm. Járulékos elegyrészként allanit, cirkon, szanidin és opak ásvány (főként ilmenit) jelenik meg.

A litoklasztok többnyire sávos megjelenésű riolitok, ahol a sávokat világosabb szürke és sötétebb szürke, afiros mátrix alkotja (*3. ábra, B*). Ezek mellett, sötét színű, makroszkóposan kevés kristályt tartalmazó kőzettörmelékek fordulnak elő. A litoklasztok gyengén szögletesek-kerekdedek, kissé koptatottak, méretük 2–3 cm-től 10 cm-ig változik. Az üde litoklasztok alapanyaga üveges, egyes esetekben folyásos szövetet mutat, míg máskor hólyagüregeket vagy deformált horzsakő és üvegszilánk reliktumokat tartalmaz (*3. ábra, C–D*). Az üveges alapanyag általában felzitesedett, esetenként szferulitosodott vagy agyagásványosodott. A kristályokat tartalmazó litoklasztok változó mennyiségű ásványfázist (biotit, kvarc, bontott földpát) tartalmaznak. A kristályok megjelenése hasonló a horzsakövekben megjelenő kristályokéhoz, viszont egyes litoklasztokban szanidin fenokristályt is megfigyeltünk. Akceszórikus elegyrészként cirkon, allanit, Fe-Ti-oxid ásvány és esetenként hornblende fordul elő.

Tibolddaróc falu nyugati oldalán lévő domb oldalában borospincék mélyülnek a viszonylag puha vulkáni törmelékes kőzetbe. Az utakkal és ösvényekkel áthálózott domboldalon a pincék között és a kertek hátsó, zárt oldalain előbukkanó természetes falak különböző megjelenésű vulkanoklasztitokat tárnak fel (*4. ábra*). A feltárások mérete változó, a néhány négyzetméteres felülettől a néhány tíz négyzetméteres felületig változnak. A feltárások mozaikjaiból egy elvi rétegsort állítottunk össze (*4. ábra*).

A rétegsor legalsó egysége a falu északi végén előbukkanó salaktartalmú lapillitufa, amelyet a korábbiakban egyértelműen a Bükkalja középső tufa egységébe soroltak (pl: SZAKÁCS et al. 1998; CZUPPON 2003). Erre éles kontaktussal települ egy kb. 40 cm vastagságú, világosszínű, akkréciós lapillit tartalmazó, jól osztályozott finom tufa (*4. ábra,* L réteg), amelyben az akkréciós lapilli maximális mérete elérheti a 3 cm-t is. A felette található réteg jellege és települése a 24 . feltárásban (*4. ábra*) tárul fel, ami a falu utolsó házának belső udvarában található. Az itt megjelenő összlet áthalmozott jelleget mutató, szürkés színű, agyagásványos, kaotikus szerkezettel jellemezhető vulkanoklasztit (*4. ábra,* K réteg). A képződmény gyakran gömbös elválású és megjelennek benne a mátrixszal azonos anyagú törmelékek, valamint 1–2 cm nagyságú akkréciós lapilli is. Előfordulnak benne 5–10 cm hosszú kemény, agyagos fonatok is. Az áthalmozott vulkanoklasztit felett egy vékonyabb, kb. 30 cm-es világos színű, jól osztályozott finom tufa található (*4. ábra,* J réteg). Erre szintén áthalmozott, a K réteghez hasonló jellegű réteg települ (*4. ábra,* I réteg). A felette fekvő réteg kb. 15 méter vastagságú és több feltárásban követhető (*4. ábra,* H réteg, 16., 18–22., 26–27. feltárás). A képződmény osztályozatlan tufa, amelyben kb. 10% finom lapilli méretű horzsakő található. A lapilli törmelékek mérete maximálisan 1 cm, litoklaszt nem



4. *ábra.* Tibolddaróc nyugati oldalán emelkedő domboldalon (pincesor) felvett feltárások helyei és a leírások alapján értelmezett elvi vulkanológaiai rétegoszlop. H=hamu, L=lapilli, B=blokk

Figure 4. Simplified map of the outcrops at the western part of Tibolddaróc with the interpreted volcanological columnar section. H=ash, L=lapilli, B=block. Lithology and genetic interpretation: M=scoriaceous lapilli tuff – scoria-flow; L=accretionary lapilli-bearing tuff – pyroclastic fall deposit; K=argilliceous, chaotic volcaniclastics - redeposited bed; J=fine tuff - pyroclastic fall deposit; I=argilliceous, chaotic volcaniclastics – redeposited bed; H=lapilli-bearing tuff – ash-flow deposit; G=chaotic volcaniclastics – redeposited bed; F=fine tuff – pyroclastic fall deposit; E=lapilli tuff – pyroclastic flow deposit; D=tuff - pyroclastic fall deposit; C=argilliceous, chaotic volcaniclastics – redeposited bed; B=lapilli tuff – pyroclastic flow deposit; A=tuff – lapilli tuff – block-bearing lapilli tuff – pyroclastic flow deposit (ignimbrite)

	Litológia / *Lithology*	Genetikai értelmezés / *Genetic interpretation*
A	A: tufa, lapillitufa, blokktartalmú lapillitufa	piroklasztár-üledék (ignimbrit)
B	B lapillitufa	piroklasztár-üledék
C	C. agyagos, kaotikus szerk. vulkanoklasztit	áthalmozott vulkanoklasztit
D	D tufa	szórt piroklasztit
E	E lapillitufa	piroklasztár-üledék
F	F finomszemcsés tufa	szórt piroklasztit
G	G kaotikus szerk. vulkanoklasztit	áthalmozott vulkanoklasztit
H	H lapillitartalmú tufa	hamuárüledék
I	I: agyagos, kaotikus szerk. vulkanoklasztit	áthalmozott vulkanoklasztit
J	J finomszemcsés tufa	szórt piroklasztit
K	K agyagos, kaotikus szerk vulkanoklasztit	áthalmozott vulkanoklasztit
L	L: akkréciós lapilli-tartalmú tufa	szórt piroklasztit
M	M: salaktartalmú lapillitufa	salakárüledék

jellemző. A tufa tömeges, belső rétegzést és gradációt nem mutat. Felette áthalmozott vulkanoklasztit következik 1,5 méter vastagságban (*4. ábra,* G réteg). Alsó részén kis szögű keresztrétegzés figyelhető meg. Erre egy 15 cm vastagságú fehér színű, jól osztályozott finom tufa települ (*4. ábra,* F réteg). Felső kontaktusa helyenként egyenetlen. Ez a tufaszint több feltárásban követhető, jó vezető réteg. A következő egység (*4. ábra,* E réteg) kb. 1 méter vastagságú durvaréteges lapillitufa, amelyben a horzsakő lapilli mennyisége 50% körüli. A horzsakövek mérete átlagosan 1 cm, maximálisan 5 cm. A közepesen osztályozott összlet kisebb, unduláló felületű rétegekre osztható, amelyeken belül olykor normál-reverz gradációt figyelhetünk meg. A litoklasztok mennyisége <<1%. A mátrixot itt is hamu és kristályok alkotják. A felette következő 40–80 cm vastag réteg tömeges tufa (*4. ábra,* D réteg), amely kristályokból és vulkáni hamuból áll. Elszórtan 1–2 cm nagyságú horzsakő lapilli található benne. Erre a rétegre kb. 4 m vastag, gömbszerű elválásokat mutató, kevert agyagos, finomszemcsés vulkanoklasztit (*4. ábra,* C réteg) települ. Felette reverz gradációt mutató tufa – finom lapillitufa rétegsorozat jelenik meg (*4. ábra,* B réteg), amelyben a lapillitörmelékek maximálisan 1 cm nagyságú horzsakövek. A mátrixot kristályok (biotit, kvarc, földpát) és vulkáni hamu alkotja. Ez az egység a feltárások elhelyezkedése alapján kb. 0,5 m vasatg lehet.

A 6. feltárás alapján a B rétegre éles kontaktussal települ a legfelső és egyben legvastagabb (*4. ábra,* A réteg). Ez a vulkáni képződmény a falu nyugati oldalán megjelenő domb felső részén, minimum 15 méter vastagságban található. A számos feltárásban közvetlenül is vizsgálható horzsakőgazdag blokktartalmú lapillitufa osztályozatlan, tömeges megjelenésű. Az A réteg alsó részén egy 6–8 cm vastag hullámos, gyengén keresztrétegzett tufa van (A/1; *2. ábra, D*). Ezután egy 30–40 cm vastag átmeneti szakasz következik, amelyben a horzsakövek reverz gradációt mutatnak. Felfelé fokozatos átmenettel jelenik meg a több méter vastag tömeges, blokktartalmú lapillitufa. Ebben a litofáciesben nem ritka a 30–40 cm-es horzsakő (*2. ábra, E*). A horzsakövek átlagosan 5 cm körüliek, mennyiségük eléri a 30–40 térf.%-ot. A horzsakövekben jellemzőek a maximálisan 5–6 mm nagyságú, olykor enyhén lilás kvarckristályok (*2. ábra, C*). A kőzet alapanyaga kb. 30% üvegszilánkból, 30% fenokristályból, 20% hamu méretű horzsakőből és finom hamuból áll (*3. ábra*). Az üvegszilánkok íveltek. A horzsakövek 5–30% fenokristályt tartalmaznak. Ezek a kristályok megegyeznek az alapanyag fenokristályaival. A fenokristályok gyakran dezaggregált (tört) megjelenésűek, közöttük 55%-ban plagioklász (max. 1,75 mm), 30%-ban kvarc (2 mm), 10%-ban biotit és közelítőleg 5–10% szanidin (max. 1,75 mm) található (*3. ábra, E*). A kristályok általában hipidiomorfak, a kisebbek xenomorfak. A kvarc és a plagioklászok esetében gyakori a rezorbció. A plagioklászok között leggyakoribb az oszcillációs és normál zónásságot mutató kristály, ritkábban homogéneket is találhatunk. A biotitok változó mértékű kloritosodást mutatnak. A szanidinek esetében gyakori az optikai zónásság. Akcesszórikus elegyrészként allanit, cirkon és opak ásvány fordul elő.

A lapillitörmelékek között találunk litoklasztokat is, amelyek általában 1–2%-ban vannak jelen, de néhány feltárásban 3–4% is lehet a mennyiségük. Méretük 2–5 cm közötti. A litoklasztok között előfordulnak üledékes eredetű sötétszürke agyagpalák (kb. 5%-ban), túlnyomó többségük azonban vulkáni kőzet. A magmás eredetű litoklasztok között találunk sávos megjelenésű riolitot, ahol a sávokat világosabb szürke és sötétebb szürke afiros mátrix alkotja, továbbá megjelenik sötétbarna,

devitrifikált üvegű, plagioklász fenokristályokat tartalmazó törmelék is. Az üveges alapanyag gyakran felzitesedett és folyásos szövetű, a legtöbb törmelék esetében részben vagy teljesen agyagásványosodott. A litoklasztok általában gyengén kerekítettek és mindig határozott körvonalúak.

A Harsány és Tibolddaróc területén található piroklasztitok vulkanológiai értelmezése

A Harsányhoz közeli vulkáni kőzetet PENTELÉNYI (LESS et al. 1996; PENTELÉNYI 2005) hullott és áthalmozott (lavinatufa) riolittufa összletbe sorolta, míg SZAKÁCS et al. (1998) nem összesült ignimbritként írta le. Vulkanológiai és kőzettani vizsgálataink alapján a kőzet elsődleges vulkáni anyagból és kis százalékban társult litoklasztokból áll, amelyek anyaga szintén magmás eredetű. A horzsakövek és az üvegszilánkok íveltsége magmás fragmentációra utal. Az összlet tömeges, rétegzetlen, osztályozatlan megjelenésű, uralkodóan deformálatlan horzsakőből és hamufrakcióból (üvegszilánkok) áll. Mindezek arra utalnak, hogy a képződmény horzsakőtartalmú piroklasztárból ülepedett ki, amely összesülést nem szenvedett, és amit a modern vulkanológiai szakirodalom (pl: CAS & WRIGHT 1988; FREUNDT et al. 2000) nem összesült ignimbritnek nevez. A lerakódás szárazföldön történt, vízi leülepedésre utaló jelet nem találtunk. Lényeges utólagos átalakulás az elsődleges vulkáni kőzetet nem érte. A harsányi ignimbritben előforduló litoklasztok között gyakoriak a sávos megjelenésű és erősen kőzetüveges típusok, amelyeket a Bükkalja más tufakomplexumaiban nem találtunk. Ezek a litoklasztok a mikroszkópos megfigyelések alapján felzitesedett kőzetüveg-alapanyagból és kevés fenokristályból állnak. A kőzetüveg gyűrt szerkezetet mutat, amely hasonlít az obszidiánok szerkezetéhez. A makroszkópos és mikroszkópos megjelenés, valamint a Lipari-szigeteken gyűjtött és egyéb obszidiánmintákkal való erős hasonlóság alapján a kőzetet obszidiánnak határozzuk meg. Ilyen típusú kőzetek riolit-lávaárak központi riolitos magját körülölelő obszidiánzónában jelennek meg (CAS & WRIGHT 1988). Az obszidián-litoklasztok viszonylagos gyakorisága arra utalhat, hogy a kitörési központ környékén egykor riolit-lávakőzet lehetett, amit az ignimbritet létrehozó nagy erejű robbanásos vulkáni kitörés szétvetett.

Tibolddaróc környékén SZAKÁCS et al. (1998) a középső tufa egységbe tartozó freatomagmás tufát jelöltek térképükön. Ezzel szemben PENTELÉNYI (2005) a középső tufa egység salakos piroklasztár képződménye felett települő vulkáni rétegeket a harsányi piroklasztitokhoz hasonlóan a felső tufa egységbe sorolta, és hullott, áthalmozott riolittufaként értelmezte. Terepi vizsgálataink során Tibolddarócon a középső tufa képződményei felett több piroklasztitréteget tudtunk elkülöníteni (*4. ábra*), amelyek között számos áthalmozott jellegű vulkanoklasztit-réteg is megjelent. Ezek a rétegek alapot adnak az egyes kitörési időszakok elkülönítésére, hiszen feltételezhetjük, hogy a kitörési időszakok között hosszabb idő telt el, amely alatt az áthalmozódás megtörtént. Bár az elsődlegesnek vélt egységek részletes vizsgálata csupán a legfelső egység esetében lehetett teljes körű a feltárások nehéz megközelítése miatt, az egyes rétegek általános jellege alapján valószínűsíthetjük a vulkáni képződmények eredetét (*4. ábra*). A rétegek egy része (L, J, F rétegek) jól osztályozott hamuból áll, amely egyik fő jellegzetessége a szórt piroklasztitnak. Ezek a rétegek kis vastagságúak,

belső rétegzés nélküliek, amely arra utalhat, hogy egy kisebb hamuszórási fázis (esetlegesen disztális) termékei. Az L réteg akkréciós lapillit is tartalmaz, ezért freatomagmás szórt piroklasztitként értelmezzük. Az L és J rétegek a köztes áthalmozott rétegektől jól elkülönülő egyedi egységek a rétegsorban, ami alapján ezeket önálló kitörési időszak termékeként értelmezhetjük. A rétegsor egyik legvastagabb rétege a H réteg, amely tömeges és osztályozatlan tufát tár fel. Mindezen tulajdonságok alapján alapvetően hamufrakciót tartalmazó piroklasztárból (hamuárból) való kiülepedést feltételezhetünk a réteg keletkezésére. Az F, E és D rétegek viszonylag vékonyabb egymásra települő rétegek, amelyek között a kontaktus egyenetlen. Feltételezhető, hogy a három réteg képződése időben közeli lehetett, és kapcsolódhatott akár ugyanahhoz a kitöréshez. Az F réteget a fentiek alapján szórt piroklasztitként értelmezzük, míg az E réteg esetében a horzsakő- és hamutartalmú piroklasztárból való kiülepedés a valószínű. Erre utal a horzsakőgradációt mutató, közepesen osztályozott lapillitufa-rétegek jelenléte. Az egyes rétegek egy piroklasztár egy-egy folyási egységét, vagy több piroklasztár üledékének egymás után való lerakódását képviselhetik. Ez a jelleg egy instabil kitörési oszlop többszörös összeomlásával magyarázható. A D réteg maximálisan 80 cm vastagságú tömeges tufája vagy egy nagyobb tömegű szóráshoz kapcsolódhat, vagy a H réteghez hasonló ártufa képződmény. A legfelső áthalmozott egység után egy rosszul osztályozott, reverz horzsakőgradációt mutató réteg jelenik meg (B réteg), amely egy vékonyabb piroklasztár-üledékként értelmezhető.

A tibolddaróci pincesor legfelső részén megjelenő kőzet (A réteg) elsődleges jellegű, tömeges, rétegzetlen és osztályozatlan megjelenésű, csupán alsó 6–8 cm finomszemcsés rétegtagja (A/1) mutat hullámos belső rétegzést és helyenként enyhe keresztrétegzést (*2. ábra, D*). Ez a jellegzetes szerkezet a horzsakő- és hamuárak (ignimbritek) vertikális üledékszelvényeiben figyelhető meg (Freundt et al. 2000). Az alsó, keresztrétegzéssel jellemezhető rétegtag az ár előtt kavargó felszíni torlóár üledéke. Az A egységben ezt követi felfelé egy 30–40 cm, átmeneti, reverz horzsakőgradációt mutató rész, amelynek szemcsemérete finomabb a felette következő nagytömegű blokktartalmú lapillitufánál. Ez az átmeneti rész is jellegzetes a piroklasztár-üledékek esetében, ami elsősorban a felszínnel való súrlódás okozta mechanikai aprózódás miatt jön létre. Felette az A réteg jelentős részét képviselő tipikus horzsakőblokk-tartalmú piroklasztár-üledék (ignimbrit) jelenik meg, amely kis százalékban társult, főként magmás eredetű litoklasztokat tartalmaz. Ez a vulkáni egység mind vulkanológiailag mind kőzettanilag hasonló a Harsányban leírt kőzetekhez.

Szakács et al. (1998) térképén freatomagmás tufaként jelennek meg a tibolddaróci vulkáni egységek. Vizsgálataink alapján a freatomagmás eredetet csupán egyetlen réteg (L réteg) esetében tételezzük fel, a többi elsődleges réteg magmás robbanásos kitörés során keletkezett és szárazföldön rakódott le. A Pentelényi (2005) által javasolt szórt eredet szintén csupán néhány réteg (*4. ábra;* L, J, F és esetleg D rétegek) esetében bizonyítható.

Összefoglalóan megállapíthatjuk, hogy vulkanológiai vizsgálataink alapján újraértelmeztük a vulkáni törmelékes képződmények genetikai besorolását. Vizsgálataink arra is rámutattak, hogy a tibolddaróci A réteg és a harsányi két feltárás durvahorzsaköves ignimbritje sok hasonlóságot mutat. Ezért ezeket a képződményeket további vizsgálatoknak vetettük alá összehasonlítási célból.

Geokémia

A geokémiai vizsgálatok során a két terület, Harsány és Tibolddaróc három feltárásából végeztünk elemzéseket. A három feltárás ásványkémiai és üvegkémiai mintái a következő mintajelzésekkel szerepelnek: Harsány pincesorából vett minták H5 jelzésűek, a falu északi végén található rézsüből vett minták H1 jelzést kaptak, és a Tibolddarócon felvett szelvény legfelső (*4. ábra*, A jelű) egységének mintái Td16-os jelzésűek.

A földpátok, elsősorban a plagioklászok az egyik leggyakoribb fenokristályt képviselik a vizsgált kőzetekben. A földpátok mikroszondás elemzése során horzsakőből és alapanyagból egyaránt végeztünk méréseket, amelyek azonban nem mutattak eltérést. A visszaszórt elektronképen zónásságot mutató földpátok esetében több ponton is meghatároztuk az összetételt. Ahol zónásság nem volt látható, ott vagy egy mérést végeztünk vagy a mag és a szegély összetételét mértük a kémiai összetétel esetleges változásának ellenőrzéseképpen. A plagioklászok jellemző főelemadatait az *I. táblázat*ban közöljük, részletes adatsorok a http://petrology. geology.elte.hu/harangi.html honlapról tölthetők le.

A harsányi H1 feltárás kőzetéből mért plagioklászok a labradorittól oligoklászig terjedő összetételbeli változékonyságot mutatnak (An = 57,96–16,55%; *5. ábra*). A plagioklászok között vannak homogén összetételűek, de oszcillációs és normál zónásságot mutató kristályok is. Az oszcillációs zónásságot mutatók esetében 3 zónatípus különíthető el, amelyek (1) An = 57,96% (labradoritos), (2) An = 41,55–44,08% (andezines), (3) An = 28,23–33,75% (andezin-oligoklász) összetétellel jellemezhetők. A normál zónásságot mutató plagioklász magja (An = 41,16%) a 2. csoporthoz sorolható, míg szegélye oligloklászos (An = 17,97%) összetételű. A mért kristályok egy része nem mutat zónásságot, vagy minimális eltérés tapasztalható a zónák között. Ezek a plagioklászok oligoklász összetételűek (An = 25,97–16,55%). Két xenomorf alakú káliföldpátot is mértünk, mindkettő ortoklásztartalma 69% körüli. A H5 feltárás egyik litoklasztjából készültek földpátelemzések, amelyek két csoportra bonthatók, többségük oligoklász összetételű (An = 20,39–26,51%), két elemzés pedig andezin összetételt (An = 36,1 és 43,8%) adott (*5. ábra*). A mért kristályok között egy normál zónásságot mutatott, a többi pedig homogénnek bizonyult. A normál zónás plagioklász magja 43,8% anortitot, míg külső zónái 20–23% anortitot tartalmaz. A plagioklászoknak ez az összetételbeli változékonysága megegyezik a H1 feltárás mintáival.

A tibolddaróci feltárás mintáiból mért plagioklászok anortittartalma 51,73–18,09% között változik, azaz a labradorittól az oligoklász mezőig (*5. ábra*). A mért plagioklászok között egy minta mutatott oszcillációs zónásságot, egy normál zónásságot, a többi kristály homogén volt. Az oszcillációs zónásságot mutató plagioklász zónái 51,73–34,82% anortittartalom között változnak, ezen belül a mag-összetétel kisebb An-tartalmú. A normál zónásságot mutató kristály magja andezin (An = 32,45%) szegélye oligoklász (An = 21,73%) összetétellel. A homogén plagioklászok kettő kivételével oligoklász összetételűek (An = 18,09–26,93), hasonlóan a harsányi mintákhoz. A mintákban két káliföldpát összetételt is mértünk, ortoklásztartalmuk 67,56–69,07%.

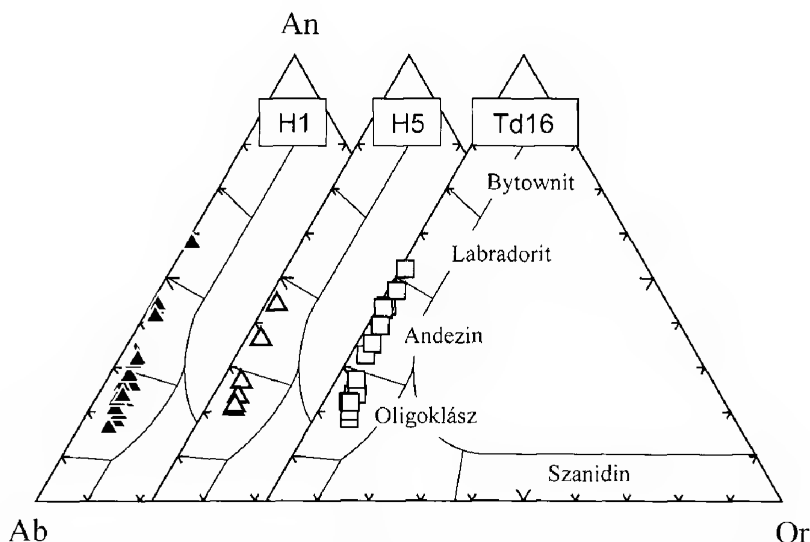
A biotit minden mintában gyakori és általában az egyedüli mafikus ásvány, egyes kőzetmintákban azonban többé-kevésbé átalakult. A kémiai összetétel meghatáro-

I. táblázat. Földpátok és biotitok jellemző kémiai összetétele (t%)

Table I. Chemical composition of feldspars and biotites (wt%)

Földpátok/*Feldspars*														
Feltárás	Harsány, H1 feltárás						Harsány, H5 feltárás			Tibolddaróc, Td16 feltárás				
Mintanév	n20plg1	n20plg2	n20-fp2	n20-fp1	bk41aplg1	bk41aplg2	H5-1fp3	H5-1fp3r	H5-1fp5	td2-pl1c	td2-pl3	td2-pl4c	td2fp1	td2fp5
SiO_2	63,44	62,39	63,71	63,21	58,35	64,78	56,85	62,83	61,47	63,69	63,21	58,39	61,93	62,95
Al_2O_3	23,25	23,68	22,2	18,72	26,20	22,48	26,40	22,32	23,50	23,5	24,62	27,11	22,71	18,90
FeO	0,14	0,10	0,1	0,06	0,14	0,13	0,25	0,11	0,12	0,05	0,16	0,12	0,10	0,08
CaO	4,74	5,36	3,6	0,15	8,41	3,57	9,01	4,23	5,57	3,4	4,4	8,1	4,47	0,14
Na_2O	6,92	8,04	9,33	3,07	6,38	8,28	6,15	8,51	8,09	7,76	7,29	5,87	8,18	3,14
K_2O	0,87	0,61	1,06	11,02	0,40	1,09	0,37	0,93	0,67	1,13	0,92	0,25	0,85	10,81
Total	99,35	100,17	100,00	96,23	99,88	100,32	99,03	98,93	99,42	99,53	100,60	99,84	98,24	96,01
Ab	68,46	70,51	77,64	29,47	56,51	75,48	54,09	74,24	69,68	74,74	70,59	55,85	72,94	30,37
An	25,88	25,97	16,55	0,80	41,16	18,00	43,80	20,42	26,51	18,10	23,55	42,59	22,05	0,75
Or	5,65	3,53	5,80	69,73	2,33	6,52	2,11	5,34	3,81	7,16	5,86	1,56	5,01	68,88

Biotitok/*Biotites*									
Feltárás	Harsány, H1 feltárás						Harsány, H5 feltárás		
Mintanév	bk41abi2	n20bi1	n20bi2	n20bbi1	n20bbi2	N20b bi3	H5-1bi2	H5-1bi3	H5-1bi4
SiO_2	34,45	34,49	34,47	33,93	34,43	34,52	34,66	33,89	34,53
TiO_2	3,49	3,61	3,49	3,66	3,66	3,54	3,78	4,00	3,82
Al_2O_3	13,28	13,23	13,32	13,14	13,46	13,69	12,78	12,93	13,02
FeO	28,12	28,64	28,15	28,45	28,60	28,65	28,80	29,16	28,05
MnO	0,40	0,38	0,34	0,38	0,40	0,37	0,37	0,31	0,38
MgO	5,63	5,65	5,56	5,39	5,75	5,63	5,79	5,14	6,20
Na_2O	0,47	0,51	0,46	0,45	0,45	0,47	0,43	0,46	0,36
K_2O	8,50	8,56	8,50	8,73	8,71	8,50	8,56	8,25	8,59
Total	94,34	95,07	94,28	94,14	95,47	95,39	95,17	94,17	94,96



5. ábra. A H1, H5 (Harsány) és Td16 (Tibolddaróc) sz. feltárások piroklasztitjában előforduló plagioklászok összetétele

Figure 5. Composition of the plagioclases of the pyroclastic rocks from the H1, H5 (Harsány) and Td16 (Tibolddaróc) outcrops

zása során a tibolddaróci mintákból nem kaptunk elfogadható eredményt a biotitok átalakulása miatt. Az összetételadatokból a továbbiakban csak a 94–97% összegű adatokat értékeljük. A biotitok jellemző összetételadatait az 1. táblázat mutatja. A biotitelemzések a H1 feltárás esetében horzsakőmintából készültek, míg a H5 feltárás esetében egy riolitos litoklasztból származnak. A biotitok hasonló összetételűek a két feltárásban, FeO-tartalmuk 28,05 t% és 29,16 t%, a MgO pedig 5,14 t% és 6,2 t% között változik. A biotitok Al_2O_3-koncentációja 12,8–13,7 t%, TiO_2-tartalmuk pedig 3,49–4 t% közötti.

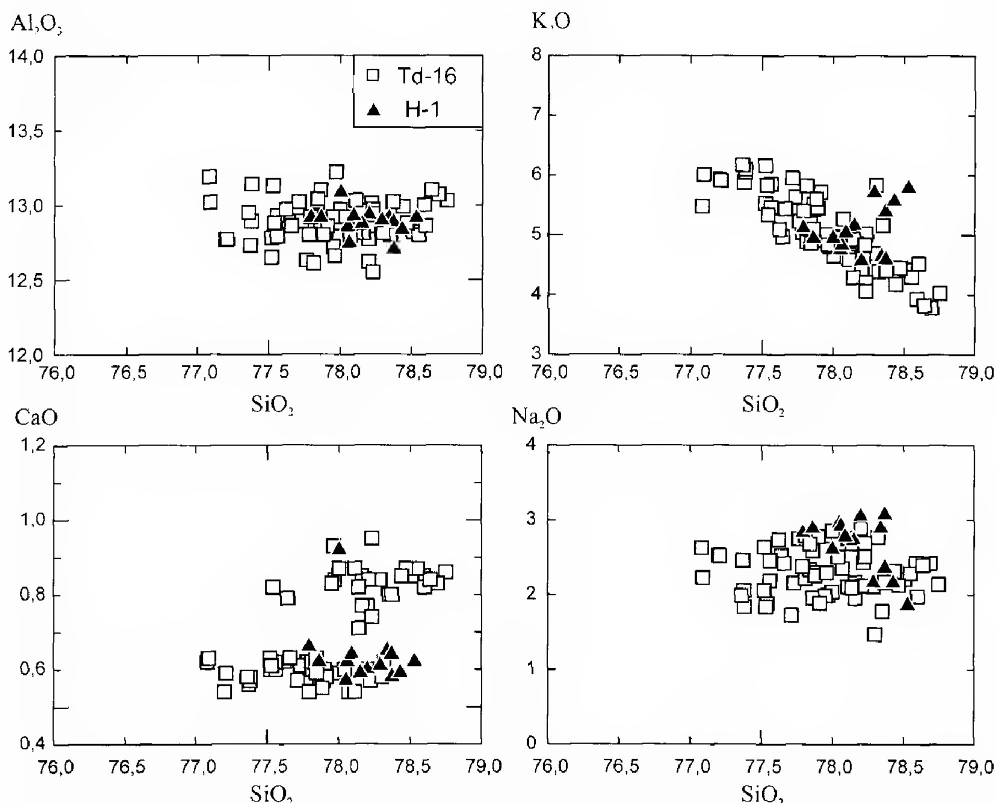
A minták juvenilis törmelékeinek (horzsakő és üvegszilánk) kőzetüveg-összetétele többnyire üde, nem átalakult állapotot jelez. A kőzetüvegek főelemadatait abban az esetben fogadtuk el összehasonlító és genetikai értelmezésre, amennyiben a mért oxidok összege 94–97 t% közötti. A kőzetüvegek víztartalmát az oxidok összege és a 100 t% közti különbséggel becsültük (DEVINE et al. 1995; BLUNDY & CASHMAN 2001). Az adatok összehasonlíthatósága érdekében a kapott kőzetüveg-összetételeket illómentes állapotra, 100%-ra számoltuk át. A kőzetüvegek reprezentatív összetételadatai a *II. táblázatban*, nyomelem-összetételük pedig HARANGI et al. (2005) munkájában található meg.

A vizsgált mintákban nagy szilíciumtartalmú (SiO_2 = 76,8–78,4 t%) és káliumbangazdag (K_2O = 4,5–6,1 t%) riolitos kőzetüvegek figyelhetők meg (*6. ábra*). A horzsakövek üvegei és az üvegszilánkok között nincs szisztematikus geokémiai eltérés, ugyanaz a kémiai összetételük. A tibolddaróci (Td16) minták kőzetüvegei változatosabbak, mint a harsányiak (H1). Az Al_2O_3-tartalom és az Na_2O-tartalom állandó (12,5–13,0 t%, illetve 2–3 t%), míg a K_2O-koncentráció negatív korrelációt mutat az SiO_2-tartalommal (*6. ábra*). A CaO-értékek szintén állandóak és többnyire 0,6 t% körül

II. táblázat. A kőzetüvegek, horzsakövek és litoklasztok reprezentatív kémiai összetétele (t%)

Table II. Chemical composition of selected glasses, pumices and cognate lithoclasts (wt%)

	Üvegszilánkok/*glass shards*				Horzsakövek és litoklasztok/*Pumices and lithoclasts*									
Feltárás	Harsány - H1 feltárás		Tibolddaróc Td16 feltárás		Harsány H1 feltárás					Harsány - H5 feltárás		Tibolddaróc - Td16 feltárás		
Mintanév	N20-7	N20-1-1	TD2-9	TD2-7	N22	H-1	BK41-L3	H1-1	H1-L1	H5-1	H5-2	TD16P1	T-1	N9
SiO_2	74,17	74,46	73,39	73,38	76,35	75,62	77,22	77,13	74,75	76,03	75,62	74,85	75,86	75,64
TiO_2	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0,10	0,27	0,07	0,09	0,13	0,13	0,14	0,26	0,11	0,19
Al_2O_3	12,22	12,34	12,10	11,92	13,30	13,83	12,65	12,83	12,85	13,09	13,12	13,72	13,38	13,36
FeO*	0,38	0,58	0,78	0,80	1,02	1,04	0,89	0,87	1,28	1,11	1,22	1,05	1,34	1,13
MnO	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0,04	0,02	0,04	0,03	0,04	0,02	0,05	0,03	0,05	0,03
MgO	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0,13	0,13	0,12	0,14	0,20	0,19	0,24	0,18	0,17	0,14
CaO	0,56	0,59	0,56	0,57	1,08	2,00	0,79	1,03	1,13	1,10	1,16	2,33	1,08	1,67
Na_2O	2,59	2,77	2,50	2,59	2,89	3,20	3,64	2,90	4,79	3,86	3,60	3,58	2,50	3,04
K_2O	4,90	4,74	5,24	4,95	4,96	3,68	4,44	4,85	4,65	4,30	4,67	3,80	5,33	4,63
P_2O_5	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0,03	0,07	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,07	0,03	0,04
LOI*	5,09	4,37	5,33	5,64	2,39	3,39	2,39	3,63	0,24	0,70	2,77	3,54	4,12	2,93
Rb	129	160	179	168	153	86	148	134	139	132	133	70	161	110
Ba	623	662	723	625	836	1013	667	819	730	858	867	825	886	976
Pb	26,5	22,17	24,5	21,25	18,1	14,8	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	16,2	16,9
Sr	25,1	34,18	30,8	39,71	73	144,1	41,6	65,7	65,3	73,8	73,7	175	65,6	126
Zr	55,1	59,85	66,15	79,93	108	209,9	79,9	82,2	128,6	105,1	103,8	188,7	91,2	161
Nb	11,2	11,78	14	11,07	14	13	9,6	9,3	12,5	9,7	10	9,7	10,8	14
Y	31,5	31,03	39,67	30,55	35	20,6	34,3	28,8	34,8	30,3	30,1	16,3	32,1	24
La	17,9	17,97	21,58	24,05	28,5	64,9	22,1	23	32,4	23,5	27,2	50,9	26,8	49,21
Ce	36,1	35,58	46,08	43,14	58,91	110	45	45	62	54,3	60,7	89	54	93,73
Nd	17,6	17,15	19,37	17,05	22,7	32	15	16	20	n.d.	n.d.	29	18	29,9
Sm	4,9	3,85	4,84	3,95	4,68	4,84	4,31	4,01	5,48	n.d.	n.d.	4,04	4,38	4,82
Eu	0,33	0,44	0,34	0,41	0,59	0,98	0,36	0,47	0,66	n.d.	n.d.	0,96	0,62	0,86
Gd	5,2	3,97	5,95	5,09	4,84	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	4,21
Yb	4	3,5	4,08	3,31	3,18	1,96	3,93	3,14	4,07	n.d.	n.d.	1,75	3,19	2,15
Lu	0,6	0,4	0,61	0,38	0,51	0,3	0,55	0,44	0,56	n.d.	n.d.	0,29	0,47	0,36
Th	14,6	12,48	15,4	11,58	12,9	12,6	14,6	12,4	14,6			10,2	13,1	13,8
U	5,2	4,08	5,72	3,82	4,5	3,1	5,6	4,3	3,8	n.d.	n.d.	2,9	4	n.d.



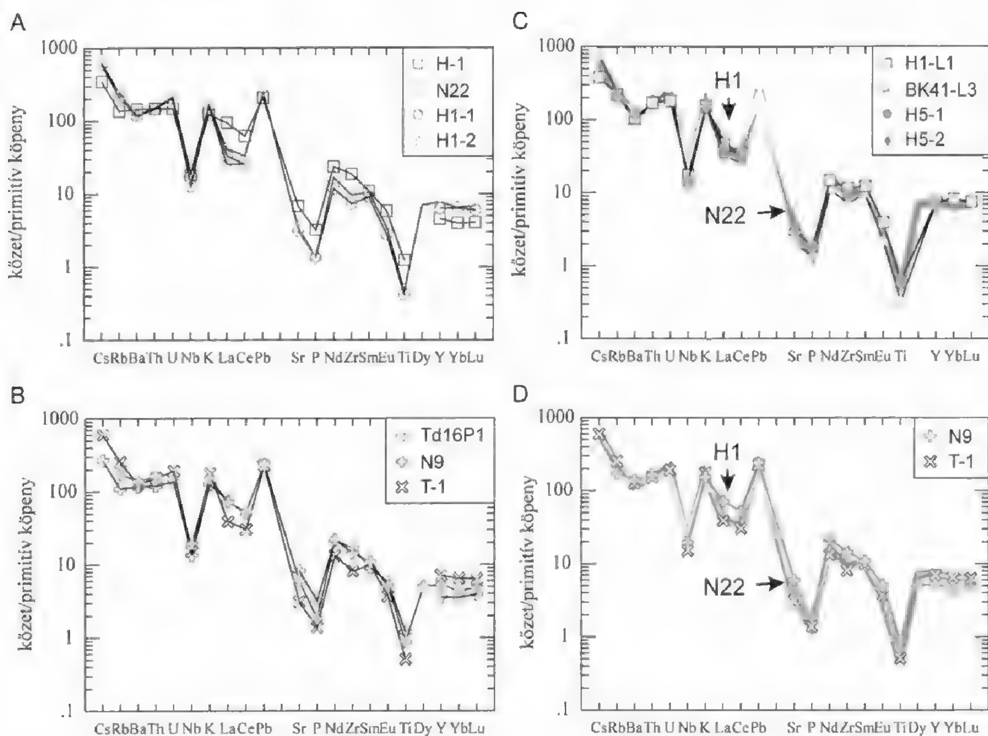
6. ábra. A H1 (Harsány) és Td16 (Tibolddaróc) feltárások piroklasztitjában megjelenő horzsakőüvegek és az üvegszilánkok főelem geokémiai összetétele harker diagramokon

Figure 6. Geochemical composition of the pumice glass and glass shards of the pyroclastic rocks from the H1 (Harsány) and Td16 (Tibolddaróc) outcrops

vannak, azonban ezek mellett megjelenik egy másik kőzetüveg csoport is (főleg a tibolddaróci mintákban), amelyek CaO-tartalma jellemzően nagyobb (0,8–0,9 t%). Nyomelem geokémiai szempontból a két feltárás kőzetüvegmintái teljesen hasonló képet mutatnak (HARANGI et al. 2005).

A horzsakövek és litoklasztok teljes kőzet geokémiai adatait a *II. táblázat* mutatja. A vizsgált horzsakövek és litoklasztok hasonló kémiai összetételűek, besorolásuk káli jellegű riolit (SiO_2 = 74,8–77,2 t%; K_2O = 3,7–5,3 t%; K_2O/Na_2O = 1,1–2,1). Illótartalmuk 0,2–4,1 t% között változik, ezen belül a horzsakövek illótartalma 2,2–4,1 t%. Az A/CNK indexük ($Al_2O_3/[CaO+Na_2O+K_2O]$ = 0,9–1,1; oxid molarány értékekkel számolva) alapján gyengén peralumíniumos kemizmusúak, a normatív korund tartalmuk pedig 0–1,6 t%. Differenciációs indexük magas (D.I. = 87–95), ami arra utal, hogy egy alapvetően felzikus, közel haplogránitos magmából kristályosodtak. A juvenilis komponensek kőzetüveg-összetételéhez képest ahorzsakő minták kicsit kisebb SiO_2-tartalommal jellemezhetők, K_2O-tartalmuk némileg kisebb, Al_2O_3-, FeO- és CaO-tartalmuk pedig nagyobb. Mindez összhangban van a horzsakövek fenokristály-tartalmával (plagioklász, kvarc és biotit).

A harsányi feltárásokból származó három horzsakő hasonló nyomelem-mintázatot mutat, míg egy (H-1) eltérő nyomelem képet ad a primitív köpenyre (SUN & MCDONOUGH 1989) normált sokelemes diagramon (*7. ábra*). A H1-1, H1-2 minták gyakorlatilag teljesen fedik egymást, míg az N22 minta hibahatáron belül szintén egyezik velük. Ez a három minta geokémiailag homogénnek tekinthető, a továbbiakban ezeket a mintákat az N22 mintával képviseltetjük. Az N22 minta összehasonlítva a H-1 mintával jelentős különbségeket mutat (*7. ábra, A*): a H-1 minta kisebb Cs és Rb, valamint nehéz ritkaföldfém-koncentrációjú és nagyobb könnyű ritkaföldfém, Sr-, P-, Zr- és Ti-tartalmú, mint az N22 minta. A H-1 mintát a továbbiakban ‚anomális horzsakő' típusnak nevezzük, mivel eltérő nyomelemképet ad a mintasorozat többi horzsakövétől, melyeket a következőkben ‚normál



7. ábra. A harsányi és tibolddaróci feltárások horzsaköveinek és litoklasztjainak nyomelem eloszlása primitív köpeny összetételre (SUN & MCDONOUGH 1989) normálva. A. A harsányi H1 sz. feltárásból származó horzsakövek nyomelem eloszlása. B. A tibolddaróci Td16 sz. feltárásból származó horzsakövek nyomelem eloszlása. C. A harsányi H1 és H5 sz. feltárásból származó litoklasztok nyomelem eloszlása a két jellemző horzsakő típus (H-1, N22) nyomelem képével összehasonlítva. D. A tibolddaróci horzsakövek között szintén megjelenik a harsányi feltárásban elkülöntett két horzsakő típus

Figure 7. Primitive mantle (SUN & MCDONOUGH 1989) normalized trace element patterns of individual pumices and lithoclasts of the Harsány and Tibolddaróc outcrops. A. Trace element patterns of the pumices from the H1 outcrop (Harsány). B. Trace element patterns of the pumices from the Td16 outcrop (Tibolddaróc). C. Trace element patterns of the lithoclats from the H1 and H5 outcropc (Harsány) compared with the two characteristic pumice types. D. The two pumice types recognized in the Harsány outcrops can be detected also in the Tibolddaróc ignimbrite

horzsakő' típusnak hívjuk. Emellett, a görbék lefutása igen hasonló, azaz az erősen inkompatibilis nagy ionsugarú litofil elemekben (LILE=Large Ion Lithophil Elements: Cs, Rb, Ba) gazdagodott, jellegzetes negatív Nb-anomáliát, pozitív Pb-anomáliát mutat, továbbá jellegzetes szegényedést mutatnak Sr, P és Ti-ban is. A harsányi feltárásokból származó litoklasztok kémiai összetétele jó egyezést mutat, azaz geokémiailag homogének (*7. ábra,* C), nyomelemgörbéjük teljesen azonos az N22 horzsakő, azaz a normál horzsakő görbéjével.

A tibolddaróci ignimbritből 3 horzsakövet vizsgáltunk. Az N9 és Td16P1 minták szinte teljesen hasonlóak nyomelem-geokémiai szempontból, jelentéktelen különbség csupán Rb-, P-tartalomban mutatkozik (*7. ábra, B*). A harmadik, T-1 horzsakő eltérő nyomelemgörbét mutat összehasonlítva az előbbiekkel. Az eltérések Cs, Rb, könnyű ritkaföldfém, Sr, Zr, Ti és nehéz ritkaföldfém tartalomban jelentkeznek. Figyelemreméltó, hogy a harsányi horzsakövek szintén ezen elemek esetében térnek el..

Kormeghatározás

A K/Ar radiometrikus izotópvizsgálatok célja a harsányi és a tibolddaróci A réteg (Td16 feltárás) képződményeinek kor szerinti besorolása volt. A vizsgálatra két horzsakőmintát választottunk ki, az egyik a H1 feltárásból, a másik pedig a Td16 feltárásból származott. Pécskay Zoltán a vizsgált területen korábban már végzett K/Ar korméréseket (MÁRTON & PÉCSKAY 1998). A harsányi lelőhelyről (H1 feltárás) egy riolit litoklaszt korát határozta meg, amely teljes kőzeten mérve 15,66±0,60 millió évesnek adódott. A tibolddaróci területről mért horzsakő biotit szeparátumának kora 16,12±1,71 millió év. Ez a horzsakő és az általunk korvizsgálatra kiválasztott minta a közös terepi egyeztetés alapján ugyanazon szintből való.

A vizsgált minták mérési eredményeit a *III. táblázat* mutatja. A minták K-tartalma utal arra, hogy a mérések nagy tisztaságú biotitfrakción történtek. Az eredmények alapján a H1 és Td16 feltárás kőzetének kora a biotitszeparátumok alapján 13,65±0,72 millió év valamint 13,35±1,01 millió év, amely koradatok hibahatáron belül megegyeznek. A Bükkalja vulkáni területén végzett korábbi K/Ar korméréssekkel összehasonlítva a két feltárás képződményének kora a legfiatalabb, és a terület nyugati részén található képződményhez hasonló (Demjén, Nagyeresztvény feltárás biotitszeparátumán végzett mérés eredménye 13,84±0,94 millió év; egy dácitlitoklaszton végzett mérés eredménye 14,35±0,92 millió év;

III. táblázat. A tibolddaróci *(Td-16; 4. ábra A feltárás)* és harsányi (H1) feltárások mintáinak K/Ar kora
Table III. K/Ar age data of samples from Tibolddaróc (Td-16; Figure 4, outcrop A) and Harsány (H1)

Mintaszám	Lelőhely	Meghatározott frakció	K (%)	^{40}Ar rad (%)	^{40}Ar rad (ccSTP/g)	K-Ar kor (M év)
Td16	Tibolddaróc	biotit	6,796	19,4	$3{,}539\times10^{-6}$	**13,35±1,01**
H1	Harsány	biotit	6,444	31,5	$3{,}431\times10^{-6}$	**13,65±0,72**

MÁRTON & PÉCSKAY 1998). A korábban, MÁRTON & PÉCSKAY (1998) által a tibolddaróci feltárás kőzetére közölt koradattól való eltérésre magyarázatot nem tudunk adni. Mindazonáltal, a Td16 és H1 feltárás kőzetanyagának feltűnő vulkanológiai, kőzettani és geokémiai hasonlósága az új koradatok helytállóságát erősítik meg.

Az eredmények értelmezése, következtetések

Harsány és Tibolddaróc durvahorzsaköves ignimbritjeinek összehasonlítása

A tibolddaróci A (Td16) réteg kőzete és a harsányi (H1 és H5 feltárás) ignimbrit között vulkanológiai és petrográfiai szempontból számos hasonlóság figyelhető meg, ami felveti a két előfordulás ugyanahhoz a piroklasztárhoz való tartozását: (1) Mindkét kőzet horzsakő durvalapilliben és blokkokban gazdag. (2) A horzsakövekben viszonylag nagy méretű, enyhén lilás színű kvarc fordul elő, ami kifejezetten jellemző ezekre a feltárásokra. (3) A két kőzet ásványos összetétele hasonló. (4) A litoklasztok között sávos obszidiántörmelékek jelennek meg, ami szintén csak a harsányi és tibolddaróci képződményekre jellemző.

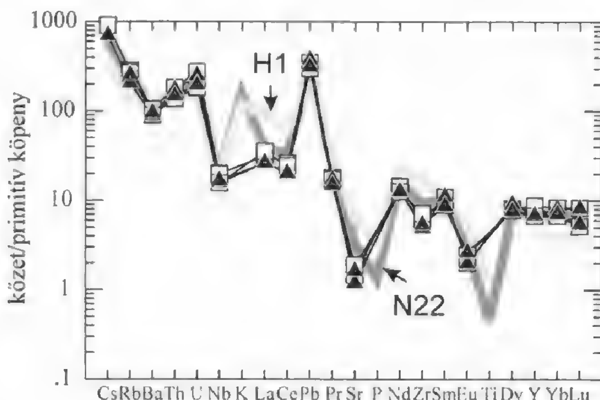
A Bükkalja vulkáni területén korábban végzett vizsgálatok alapján a geokémiai adatok alkalmasak korrelációs vizsgálatokra (pl: LUKÁCS 2000; HARANGI et al. 2005). A nemzetközi irodalomban is sokszor geokémiai adatokra alapozzák a tefrakronológiai korrelációs következtetéseket (pl. SARNA-WOJCICKI et al. 1984, 1987; SHANE & FROGGATT 1994; EASTWOOD et al. 1999; PEARCE et al. 2002; SHANE et al. 2002). A vizsgált két vulkáni képződmény geokémiai szempontból is hasonló egymáshoz. A plagioklászok kémiai összetétele mindkét ignimbrit esetében labradorittól oligoklászig változik (*5. ábra*), a káliföldpátok pedig hasonlóan 70% körüli ortoklász-tartalommal jellemezhetők. A plagioklászok összetétele jól elkülönül a Bükkalja többi piroklasztitegységének plagioklászaitól (HARANGI et al. 2005)

A kőzetüvegek főelemösszetétele nem különbözik lényegesen egymástól (*I. táblázat; 6. ábra*). A K_2O-tartalom csökkenése az SiO_2-tartalom növekedésével káliföldpát- és biotitfrakcionációt jelez. Valóban, egyes mintákban megjelenik a szanidin is, ami a Bükkalja más piroklasztitszintjeinek kőzeteiből hiányzik vagy csak nagyon alárendelt. A CaO-tartalom alapján elkülönülő két csoport összhangban van a teljes kőzet nyomelemtartalomban megmutatkozó bimodalitással. A nagyobb CaO-értékkel jellemzett kőzetüvegek az „anomális horzsakő" típussal azonosíthatók.

Korábbi korrelációs kutatásaink során a kőzetüvegek főelemtartalma általában nem bizonyult jó korrelációs eszköznek a Bükkalján (HARANGI et al. 2005), viszont a kőzetüvegek nyomelemtartalma szignifikáns különbségeket adott a különböző korú minták között. A tibolddaróci és harsányi üvegminták in-situ nyomelemeloszlása erős hasonlóságot mutat (*8. ábra*), ami azonos genetikájú magmákra utal.

A legszembetűnőbb hasonlóságot a két terület ignimbritje között a teljes kőzet geokémiai vizsgálatának eredményei hozták. A harsányi feltárások (H1 és H5) ‚normál' horzsakövei és litoklasztjai főelem- és nyomelemtartalom alapján hasonló képet mutatnak, azaz genetikailag összetartoznak. Elképzelhető, hogy a vulkáni működés kezdete során rövid effúzív kitörés zajlott, ami kalderán belüli riolit lávafolyást eredményezett. Ezt rövidesen nagy energiájú robbanásos kitörés

követte, ami ugyanannak a magmakamrának az anyagát hozta a felszínre. Az explozív vulkáni kitörés szétvetette a korábbi lávafolyás kőzetét, aminek törmelékei bekerültek a piroklasztár anyagába. Összehasonlítva a harsányi és a tibolddaróci horzsakőtípusokat megállapítható, hogy mindkét lelőhely esetében két csoport különíthető el (*7. ábra*; LUKÁCS & HARANGI 2002). Ez a két csoport megegyezik egymással, azaz a H1 ‚anomális' horzsakővel azonos képet mutatnak az N9 és Td16P1 horzsakövek, míg a harsányi ‚normál' horzsakövekkel mutat hasonlóságot a T-1 horzsakő. Mindez megerősíti a két horzsakőtípus együttes jelenlétét mindkét feltárás ignimbritüledékében, valamint a harsányi és tibolddaróci piroklasztitok rokonságát.



8. ábra. A tibolddaróci és a harsányi piroklasztitok kőzetüveg szilánkjainak primitív köpeny összetételre normált (SUN & MCDONOUGH 1989) nyomelem eloszlása, összehasonlítva a két horzsakő típus teljes kőzet nyomelem eloszlásával

Figure 8. Primitive mantle (SUN & MCDONOUGH 1989) normalized trace element patterns of the glass shards from the Harsány and Tibolddaróc outcrops. For comparison the trace element patterns of the two characteristic pumice tpyes are also shown

A vulkanológiai és petrográfiai megfigyelések, a plagioklászok és kőzetüvegek, valamint a teljes kőzet geokémiai adatainak alapján kijelenthető, hogy ez a két előfordulás ugyanannak a piroklasztárnak a termékét tárja fel, amit megerősítenek az újonnan mért azonos K/Ar koradatok is (*III. táblázat*). Így tehát a korábban SZAKÁCS et al. (1998) által különböző egységbe sorolt tibolddaróci és harsányi képződmények egy szintbe tartoznak, koruk 13 millió év körüli, késő-badeni, azaz a felső tufa egységbe tartoznak. A harsányi és tibolddaróci (*4. ábra;* A réteg) két képződményt a következőkben harsányi ignimbrit vulkáni kitörési egységnek (HIE) hívjuk, amivel a közös eredetüket kívánjuk hangsúlyozni. Megjegyezzük, hogy PENTELÉNYI (2005) a földtani térképezési eredmények alapján a teljes felső riolittufa (SZAKÁCS et al. 1998) képződményeit összefoglalóan Harsányi Riolittufa Formációba sorolta. Munkánkban a harsányi ignimbrit egységet vulkanológiai értelemben használjuk. Ez azt jelenti, hogy megítélésünk szerint egyazon robbanásos kitörésnek a terméke. A rétegtani szempontú besorolás kérdésében e munkában nem foglalunk állást, mivel annak részletes megvitatása túlmutat e munka keretein.

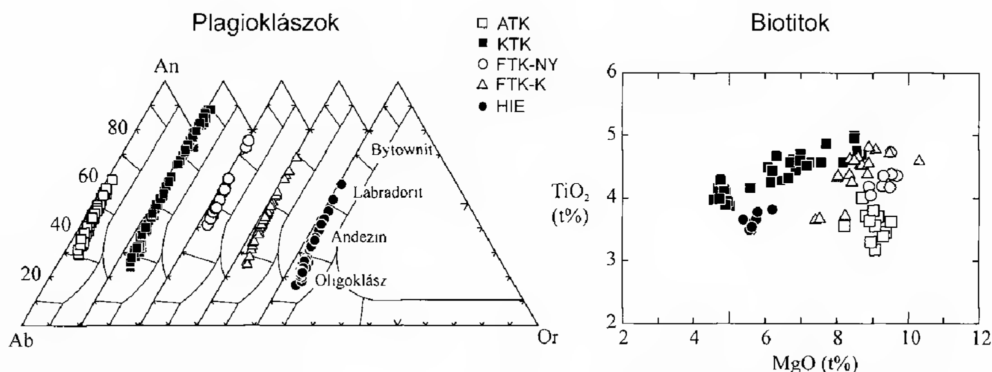
A bükkaljai felső tufa képződményeinek összehasonlítása

A bükkaljai felső tufa piroklasztjait SZAKÁCS et al. (1998) a Pannon-medence felső riolittufaszintjével párhuzamosították. A felső tufa kőzeteinek geokémiai különbségeit már PÓKA et al. (1998) is felvetették a Bükkalja keleti (Harsány) és nyugati (Demjén, Nagyeresztvény feltárás) részén előbukkanó képződmények összetételbeli sajátosságai alapján. A területen végzett korábbi petrográfiai és geokémiai vizsgálatok

adatai segítségével (pl: LUKÁCS 2002; HARANGI et al. 2005) összehasonlítottuk a harsányi ignimbrit egységet a hasonló korú felső tufához tartozó mintákkal, valamint a Bükkalja alsó és középső tufa mintáival. A felső tufából két, korábban részletesen vizsgált (pl: LUKÁCS 2002; HARANGI et al. 2005) lelőhely mintáit vetettük össze a harsányi ignimbrit egység mintáival. Az egyik a Bükkalja nyugati részén található a Demjén melletti Nagyeresztvény kőfejtő mintái, a másik a keleti területen, Harsánytól északra a Bükkaranyos felé vezető út útmenti feltárásának mintái. Ez utóbbi előfordulást a továbbiakban észak-harsányi feltárásnak hívjuk, a minták a diagramokon aZ FTK-K (felső tufa kelet) jelzéssel szerepelnek. A Demjén-Nagyeresztvény kőfejtő mintái a diagramokon az FTK-NY (azaz felső tufa nyugat) jelzést kapták.

Ásványtani szempontból a harsányi ignimbrit egység szanidintartalma alapján elkülönül a demjéni ignimbrittől, azonban az észak-harsányi feltárás mintáiban kis mennyiségben előfordul szanidin. A Demjén-Nagyeresztvény kőzetében, hasonlóan az észak-harsányi előfordulás kőzetéhez, jellemzően megjelenik a hornblende. A Bükkalja alsó és középső tufájának kőzeteiben szanidin nincs, amfibol pedig csupán a középső szintben, ahol a piroxén jelenléte megkülönböztető jelentőséggel bír. A petrográfiai összetétel alapján megállapítható, hogy a harsányi ignimbrit egyértelműen elkülönülő kitörési egység az felső tufán belül, és az egész Bükkalja területén is.

A geokémiai adatok szintén jól használhatók a korrelációs viszonyok eldöntésben (pl: LUKÁCS et al. 2002; HARANGI et al. 2005). Az alsó tufa plagioklászai labradorit-andezin összetételűek, míg a középső tufa plagioklászai bytownit-andezin összetételeket mutatnak (*9. ábra;* HARANGI et al. 2005). A Demjén-Nagyeresztvény kőfejtő ignimbritjében bytownit-andezin öszszetételű plagioklászokat találunk, amelyek élesen különböznek a harsányi ignimbrit egység piroklasztitjainak plagioklászaitól (*9. ábra*). Az észak-harsányi ignimbrit plagioklászai a bükkaljai alsó tufa és a Demjén-Nagyeresztvény plagioklászaival mutatnak összetételbeli hasonlóságot.



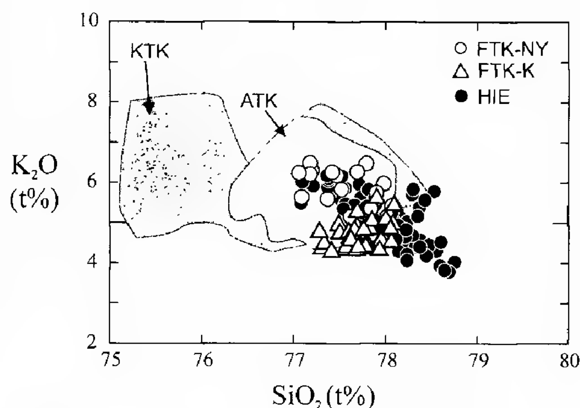
9. ábra. A harsány ignimbrit egység (HIE) plagioklász és biotit összetételének összehasonlítása az alsó tufa (ATK), a középső tufa (KTK), a felső tufa nyugati (Demjén, Nagyeresztvény; FTK-Ny) és keleti (‚Harsány-kanyar' feltárás; FTK-K) képződményeiben található plagioklász és bitotit összetételekkel

Figure 9. Comparison of the chemical composition of the plagioclase and biotite of the Harsány ignimbrite unit (HIE) with those found in the Lower Tuff (ATK), the Middle Tuff (KTK), the western occurrences of the Upper Tuff (Demjén-Nagyeresztvény; FTK-Ny) and the eastern occurrences of the Upper Tuff ('Harsány-kanyar' outcrop; FTK-K)

Biotitok a Bükkalja minden vulkáni szintjében megtalálhatók és összetételük szintén jól felhasználható korrelációs vizsgálatokban (HARANGI et al. 2005). Az alsó tufában kis Ti- és Fe-tartalmú, illetve nagy Mg-tartalmú biotitokat találunk. A középső tufa biotitjai nagy öszszetételbeli változatosságot mutatnak, de általában nagy Ti- és magas Fe-, illetve alacsony Mg-tartalommal jellemezhetőek (*9. ábra*). A harsányi ignimbritminták biotitjaira a nagy Fe- és a kis Ti- és Mg-tartalom jellemző és élesen elválnak a többi piroklasztit szint biotitjaitól, többek között a Demjén-Nagyeresztvény ignimbritjének biotitjaitól is, ami viszont az észak-harsányi biotitokkal mutat rokonságot (*9. ábra*). Az észak-harsányi (FTK-K) biotitok nagyobb Ti-tartalmukkal elkülönülnek az alsó szint biotitjaitól.

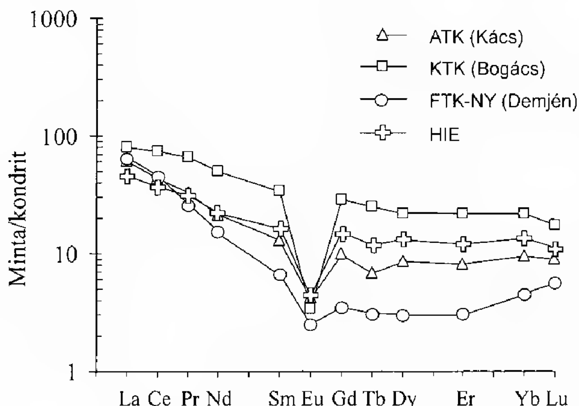
A minták kőzetüvegének főelemadatai alapján a piroklasztitszintek közötti korreláció nem egyértelmű (*10. ábra*), bár kisebb eltérések megfigyelhetők. Így a középső tufa bimodális jellege elkülönítő sajátosság, a felső tufán belül pedig a Demjén–Nagyeresztvény (FTK-Ny) kissé elkülönül az észak-harsányi (FTK-K) lelőhelytől. A kőzetüvegek nyomelemtartalma alapján azonban lényegesen jobban megkülönböztethetők az egyes vulkáni szintek és egységek (*11. ábra*; HARANGI et al. 2005). A Demjén-Nagyeresztvény kőfejtő ignimbritjének kőzetüvege alacsony nehéz ritkaföldfém tartalma alapján egyértelműen elválik a HIE kőzetüvegétől. Ez a nehézritkaföldfém-szegényedés a demjéni ignimbritben amfibolfrakcionációra vezethető vissza (HARANGI et al. 2005) és egyedi jelleg a Bükkalja vulkáni sorozatában. A harsányi ignimbrit egység kisebb könnyű ritkaföldfém, különösen La- és Ce-tartalommal jellemezhető, továbbá nagyobb negatív Eu-anomáliát mutat az alsó tufához kőzeteihez képest.

Mindezek alapján megállapítható, hogy a harsányi ignimbrit egység kőzettanilag és geokémiailag elkülönül mind az alsó-, mind a középső tufától, valamint a vele egykorú képződményektől (Demjén-Nagyeresztvény és észak-harsányi feltárások piroklasztitjától) is. A Tibolddarócon végzett vulkanológiai megfigyelések alapján a harsányi ignimbrit egység a középső tufa jellegzetes salaktartalmú képződményére több réteg lerakódása után települt (*4. ábra*). Ezen közbülső rétegek vulkanológiai értelmezése alapján több kitörési időszak különíthető el. A kitörési egységek kora, valamint piroklasztit



10. ábra. A harsány ignimbrit egység (HIE) kőzetüveg-összetételének összehasonlítása az alsó tufa (ATK), a középső tufa (KTK), a felső tufa nyugati (Demjén, Nagyeresztvény; FTK-Ny) és keleti (‚Harsány-kanyar' feltárás; FTK-K) képződményeiben található kőzetüveg összetételekkel

Figure 10. Comparison of the chemical composition of pumice glass and glass shards of the Harsány ignimbrite unit (HIE) with those found in the Lower Tuff (ATK), the Middle Tuff (KTK), the western occurrences of the Upper Tuff (Demjén-Nagyeresztvény; FTK-Ny) and the eastern occurrences of the Upper Tuff ('Harsány-kanyar' outcrop; FTK-K)



11. ábra. A harsány ignimbrit egység (HIE) reprezentatív kondritra (SUN & MCDONOUGH 1989) normált kőzetüveg nyomelem összetételének összehasonlítása az alsó tufa (ATK), a középső tufa (KTK), a felső tufa nyugati (Demjén, Nagyeresztvény; FTK-Ny) képződményeiben található kőzetüveg nyomelem összetételekkel

Figure 11. Comparison of the chondrite (SUN & MCDONOUGH 1989) normalized trace element pattern of the representative glass shard of the Harsány ignimbrite unit (HIE) with the typical trace element patterns of the glass shards from the Lower Tuff (ATK), the Middle Tuff (KTK) and the western occurrences of the Upper Tuff (Demjén-Nagyeresztvény; FTK-Ny)

szintbeli hovatartozása egy későbbi munka tárgya lehet. A Demjén-Nagyeresztvény kőfejtő piroklasztitja sok hasonlóságot mutat az észak-harsányi lelőhely piroklasztitjával, ami felveti genetikai hasonlóságukat és közös eredetüket. A Bükkalján megjelenő felső tufa tehát nem egységes, azon belül legalább két egység különíthető el (harsányi ignimbrit egység és a Demjén-Nagyeresztvény kőfejtő által képviselt egység), ami különböző típusú riolitos magmák kitörésére utal. Figyelemreméltó, hogy egy ilyen viszonylag kis méretű vulkáni területen mindössze 30 km távolságra ennyire különböző genetikájú riolitos magmákból keletkezett képződményeket találunk, amelyek kora az eddigi adatok szerint közeli. Emellett, az egymástól szintén közel 30 km távolságra megjelenő demjén-nagyeresztvényi és észak-harsányi feltárások piroklasztitjai hasonló geokémiával jellemezhetők. Mindezek felhívják a figyelmet arra is, hogy az eddigi koradatok alapján egy szintbe sorolt képződmények nem feltétlenül tartoznak ugyanazon magma egyazon vulkáni kitöréséhez. Sőt, a koradatok nagy hibahatárai felvetik azt is, hogy az egyes egységek korban is különbözhetnek egymástól, valamint a tibolddaróci rétegsor alapján következtethetünk arra is, hogy a korábban megállapított piroklasztitszintek több kitörési időszakot képviselhetnek. A felső riolittufaszintet tehát már a Bükkalja példája alapján sem lehet egyetlen egységes, genetikailag összetartozó markerszintként felfogni a Pannon-medencében.

Köszönetnyilvánítás

A kutatás elvégzéséhez anyagi támogatást az Osztrák–Magyar Akció Alapítvány (43öu7), valamint a Pro Renovanda Cultura Hungariae Alapítvány Diákok a tudományért szakalapítványa (Hiv. Sz.: DT.2001.nov./17.) nyújtott. A teljes kőzetminták geokémiai vizsgálata során nyújtott segítségért BALLA Mártát és Peter NAGLt illeti köszönet. Köszönjük továbbá ZELENKA Tibornak terepi bejárásunk során adott értékes információit, valamint ZELENKA Tibor és PÓKA Teréz lektori észrevételeit, továbbá CSÁSZÁR Géza értékes megjegyzéseit.

Irodalom — References

BALOGH K. 1963: A Bükkhegység és környékének földtani térképe, M=1:100 000. — *Magy. Áll. Földtani Intézet kiadványa.*

BALOGH K. 1964: A Bükkhegység földtani képződményei. — *MÁFI Évkönyv* **48/2**, 719 p.

BLUNDY, J. & CASHMAN, K. 2001: Ascent-derived crystallisation of dacite magmas at Mount St Helens, 1980–1986. — *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **140**, 631–650.

BRANCA, S., COLTELLI, M., DEL CARLO, P., GROPPELLI, G., NORINI, G. & PASQUARÉ, G. 2004: Stratigraphic approaches and tools in the geological mapping of Mt. Etna Volcano. — In: PASQUARÉ, G. & VENTURINI, C. (eds): Mapping geology in Italy. APAT, Roma, 147–158.

CAPACCIONI, B., CORADOSSI, N., HARANGI R., HARANGI, SZ., KARÁTSON, D., SAROCCHI, D. & VALENTINI, L. 1995: Early Miocene pyroclastc rocks of the Bükkalja Ignimbrite Field (North Hungary) - A preliminary stratigraphic report. — *Acta Volcanologica* **7/2**, 119–124.

CAS, R. A. F. & WRIGHT, J. V. 1988: Volcanic Successions - Modern and Ancient. Unwin Hyman, London, (második kiadás), 528 p.

CZUPPON GY. 2003: A bükkaljai Középső Ignimbrit Egység kőzetsorozatának eredete: magmakeveredés egy rétegzett magmakamrában. — Diplomadolgozat, ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest, 114 p.

DEVINE, J. D., GARDNER, J. E., BRACK, H. P., LAYNE, G. D. & RUTHERFORD, M. J. 1995: Comparison of analytical methods for estimating H_2O contents of silicic volcanic glasses. — *American Mineraogist* **80**, 319–328.

DOWNES, H. 1996: Neogene magmatism and tectonics in the Carpatho-Pannonian region. — In: DECKER K. (ed): PANCARDI Workshop 1996, Dynamics of the Pannonian-Carpathian-Dinaride System. *Mid. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.* **41**, 104–105.

EASTWOOD, W. J., PEARCE, N. J. G., WESTGATE, J. A., PERKINS, W. T., LAMB, H. F. & ROBERTS, N. 1999: Geochemistry of Santorini tephra in lake sediments from Southwest Turkey. — *Global and Planetary Change* **21**, 17–29.

FREUNDT, A., WILSON, C. J. N. & CAREY, S. N. 2000: Ignimbrites and block-and-ash flow deposits. — In: SIGURDSSON, H. (ed.): Encyclopedia of Volcanoes, 581–599.

HÁMOR, G. 1998: A magyarországi miocén rétegtana. — In: BÉRCZI, I. & JÁMBOR, Á. (eds): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. MOL Rt. & MÁFI, Budapest, 437–452.

HÁMOR G., RAVASZ-BARANYAI, L., BALOGH, K. & ÁRVA-SÓS, E. 1980: A magyarországi miocén riolittufaszintek radiometrikus kora. — *MÁFI Évi Jel. 1978-ról*, 65–73.

HARANGI, SZ. 2001: Neogene to Quaternary volcanism of the Carpathian-Pannonian Region — a review — *Acta Geologica Hungarica*, **44**, 223–258.

HARANGI, SZ., LUKÁCS, R., SZABÓ, ZS. & KARÁTSON, D. 2000: The Miocene Bükkalja Ignimbrite Volcanic Field, Northern Hungary: Volcanology, mineralogy, petrology and geochemistry. — *Vijesti Hrvatskoga Geološkog Društva* **37**, 51.

HARANGI, SZ., MASON, P. R. D. & LUKÁCS, R. 2005: Correlation and petrogenesis of silicic pyroclastic rocks in the Northern Pannonian Basin, Eastern-Central Europe: In situ trace element data of glass shards and mineral chemical constraints. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **143**, 237–257.

LESS, GY., PELIKÁN, P., PENTELÉNYI, P. & SÁSDI, L. 1996: A Bükk földtani térképe. Jelentés az 1996. Évben elvégzett feladatokról. — MÁFI Adattár.

LEXA, J. & KONECNY, V. 1974: The Carpathian Volcanic Arc: a discussion. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* **18**, 279–294.

LEXA, J. & KONECNY, V. 1999: Geodynamic aspects of the Neogene to Quaternary volcanism. — In: RAKÚS, M.(ed): Geodynamic development of the Western Carpathians —- Geological Survey of Slovak Republik, Bratislava, 219–240.

LUCCHI, F., TRANNE, A. C., CALANCHI, N. & ROSSI, P. L. 2004: Geological cartography in volcanic areas: the case of Lipari Late Quaternary volcanism (Aeolian Islands). — In: PASQUARÉ, G. & VENTURINI, C. (eds): Mapping geology in Italy. APAT, Roma, 137–146.

LUKÁCS R. 2000: Vulkanológiai vizsgálatok a Mész-hegy és Túr-bucka területeken (Bükkalja) - Esettanulmány a Bükkalja Ignimbrit Vulkáni Terület képződményeinek korrelálásához — TDK dolgozat, ELTE TTK, Kőzettani és Geokémiai Tanszék, Budapest, 76 p.

LUKÁCS R. 2002: Vulkanológiai, geokémiai és petrogenetikai vizsgálatok a Bükkalja Vulkáni Terület keleti részén. — Diploma dolgozat, ELTE TTK, Kőzettani és Geokémiai Tanszék, 106 p.

LUKÁCS R. & HARANGI SZ. 2002: Petrogeneis of the Miocene silicic magmas in the Pannonian Basin – a case study in the Eastern Bükkalja Volcanic Field, Northern Hungary. (extended abstract) — *Geologica Carpathica, Special Issue* **53**, 13–14.

LUKÁCS R., CZUPPON GY., HARANGI SZ., SZABÓ CS., NTAFLOS, T. & KOLLER, F. 2002: Silicate melt inclusions in ignimbrites, Bükkalja Volcanic Field, Northern Hungary - texture and geochemistry. — *Acta Geologica Hungarica* **45/4**, 341–358.

MÁRTON, E. 1990: Paleomagnetic studies on the Miocene volcanic horizons at the southern margin of the Bükk Mts. — *Annual Rep. of the Eötvös Loránd Geophys. Inst. of Hungary for 1988/1989*, 307–311.

MÁRTON, E. & FODOR, L. 1995: Combination of paleomagnetic and stress data — a case study from North Hungary. — *Tectonophysics* **242**, 99–114.

MÁRTON, E. & MÁRTON, P. 1996: Large scale rotation in North Hungary during the Neogene as indicated by paleomagnetic data. — In: MORRIS, A. & TARLING, D.H. (eds): Paleomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region. *Geological Society, Special Publications* **105**, 153–173.

MÁRTON, E. & PÉCSKAY, Z. 1998: Complex evaluation of paleomagnetic and K/Ar isotope data of the Miocene ignimbritic volcanics in the Bükk Foreland, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **41**, 467–476.

PANTÓ, G. 1963: Ignimbrites of Hungary with regard to the genetics and classification. — *Bull. Volcanol.* **25**, 175–181.

PEARCE, N. J. G., EASTWOOD, W. J., WESTGATE, J. A. & PERKINS, W. T. 2002: Trace-element composition of single glass shards in distal Minoan tephra from SW Turkey. — *J. Geol. Soc., London*, **159**, 545–556.

PENTELÉNYI, L. 2001: A bukkaljai földtani reambulálás eredményei. — In: Program és kirándulásvezető a Magyarhoni Földtani Társulat 2001 június 8–10-i vándorgyűléséhez, Miskolc, 55.

PENTELÉNYI, L. 2005: A bükkaljai miocén piroklasztikum összlet. — In: PELIKÁN, P. (ed): A Bükk hegység földtana. *Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest*, 110–125.

PÓKA, T. 1988: Neogene and Quaternary volcanism of the Carpathian-Pannonian region: changes in chemical composition and its relationship to basin formation. — In: ROYDEN, L.H. & HORVÁTH, F. (eds): The Pannonian Basin. A study in basin evolution. — *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.* **45**, 257–277.

PÓKA, T., ZELENKA, T., SZAKÁCS, A., SEGHEDI, I., NAGY, G. & SIMONITS, A. 1998: Petrology and geochemistry of the Miocene acidic explosive volcanism of the Bükk Foreland; Pannonian Basin, Hungary. — *Acta Geol. Hung.* **41/4**, 437–466.

RAVASZ, CS. 1987: Neogene volcanism in Hunagry. — *Ann. Hung. Geol. Inst.* **70**, 275–279.

SARNA-WOJCICKI, A. M., BOWMAN, H. R., MEYER, C. E., RUSSELL, P. C., WOODWARD, M. J., MCCOY, G., ROWE, J. J., BAEDECKER, P. A., ASARO, F. & MICHAEL, H. 1984: Chemical analyses, correlations, and ages of Upper Pliocene and Pleistocene ash layers of east-central and southern California. — *United States Geological Survey Professional Papers* **1293**, 1–40.

SALVADOR, A. (ed.) 1994: *International Stratigraphic Guide second edition. A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure.* — International Union of Geological Sciences and The Geological Society of America, Trondheim, 214 p.

SARNA-WOJCICKI, A. M., MORRISON, S. D., MEYER, C. E. & HILLHOUSE, J. W. 1987: Correlations of Upper Cenozoic tephra layers between sediments of the Western United States and Eastern Pacific Ocean and comparison with biostratigraphic and magnetostratigraphic age data. — *Geological Society of America Bulletin* **98**, 207–223.

SCHRÉTER, Z. 1950: Tard, Bükkaranyos környezetének földtani térképe, 1:25000. — MÁFI Adattár, 1950 sz. Jelentés, Szén 102.

SHANE, P. A. R. & FROGGATT, P. C. 1994: Discriminant function analysis of glass chemistry of New Zealand and North American tephra deposits. — *Quaternary Research* **41**, 70–81.

SHANE, P., LIAN, O. B., AUGUSTINUS, P., CHISARI, R., & HEIJNIS, H. 2002: Tephrostratigraphy and geochronology of a ca. 120 ka terrestrial record at Lake Poukawa, North Island, New Zealand. — *Global and Planetary Change* **33**, 221–242.

STEIGER, R. H. & JAGER, E. 1977: Subcommission on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geology and geochronology. — *Earth Planet. Sci. Letters* **36/3**, 359–362.

SUN, S.-S. & MCDONOUGH, W. F. 1989: Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. — In: SAUNDERS, A.D. & NORRY, M.J. (eds): Magmatism in the oceanic basins. *Geological Society Special Publications* **42**, 313–345.

SZAKÁCS, A., ZELENKA, T., MÁRTON, E., PÉCSKAY, Z., PÓKA, T. & SEGHEDI, I. 1998: Miocene acidic explosive volcanism in the Bükk Foreland, Hungary: Identifying eruptive sequences and searching for source locations. — *Acta Geol. Hung.* **41/4**, 413–435.

VARGA GY. 1976: Adatok a Bükkaljai savanyú piroklasztikumok földtani-kőzettani megismeréséhez. — Kézirat, MÁFI adattár, 220 p.

WALSH, J. N., BUCKLEY, F. & BARKER, J. 1981: The simultaneous determination of the REE in rocks using inductively coupled plasma source spectrometer. — *Chemical Geology* **33**, 141–153.

Kézirat beérkezett: 2007. 03. 02.

Földtani Közlöny 137/4, 515–540. (2007), Budapest

Kapcsolat a negyedidőszaki felszínalakító folyamatok időrendje és az oxigénizotóp-rétegtan között — magyarországi lösz–paleotalaj-sorozatok és folyóvízi teraszok példáján

The relation beetween the time scale of the Quaternary surface processes and oxygen isotope stratigraphy — according to the loess-palaeosoil sequences and river terraces in Hungary

GÁBRIS Gyula[1]

(5 ábra, 1 táblázat)

Tárgyszavak: oxigénizotóp-rétegtan, lösz -paleotalaj-sorozatok, folyóteraszok keletkezése és időrendje, édesvízi mészkő

Keywords: oxygen isotope stratigraphy, loess-palaeosoil sequences, river terrace formation, travertine, Hungary

Abstract

Diverse analyses and results gained from studying ocean-floor and ice core samples brought revolutionary methodical and theoretical changes in Quaternary science during the 70's. This renewal highlighted important, new information about the Pleistocene's climatic changes when compared to Milanković's climatic curve. Hence, it has become clear that the Pleistocene climatic history, indeed, was punctuated by surprisingly frequent, intense and high-amplitude climatic fluctuations, which occurred only over a relatively short period of time. Therefore, our previous knowledge of Pleistocene chronology has become obsolete. Currently, Pleistocene climate controlled phenomena are being adjusted to the smaller scale periodicity fluctuations of Oxygen Isotope Stages (OIS). Scientists are doing this in an attempt to correlate events, sediments and other formations that are far from each other both in time and space. For the discipline of Geomorphology it would be important to adjust models of surface evolution — e.g. the evolution of terraces and loess formations separated by fossil soils, etc. — according to the numbers and lengths of recently confirmed episodes of climate change. In this case, it is not the alternating glacial-stadial and interstadial phases that are important but the rapid and frequent climatic fluctuations indicated and proved by analyses of ocean-floor and ice core samples. This study aims to review the formation of loess sequences with palaeosoils, the causes of river terrace evolution (as well as its chronology) and the alternating mechanism that occurred during formation periods, called termination. Based on data collected and published during decades of loess and terrace research the author attempts to outline the evolution and chronology of Hungary's terrace system.

Összefoglalás

A negyedidőszak kutatásában a hetvenes évektől módszertani és szemléleti változást jelentett az óceáni aljzat és a jégtakarók fúrómagjainak sokféle szempontú és változatos módszerű vizsgálatából kapott eredmények kiértékelése. Ebből az a lényeges következmény származik, hogy a pleisztocén klíma-változásoknak — a Milanković-görbéhez képest — meglepő gyakoriságú, s rövid időszakon belül is jelentős mértékű, sűrű ingadozásai váltak ismertté, melyek elavulttá tették ismereteinket a pleisztocén korbeosztásáról. Jelenleg az oxigénizotóp-szakaszokhoz, sőt az azokon beluli kisebb periódusú ingado-zásokhoz igazítják a pleisztocén bárhol felismert, és klimatikusan szabályozottnak tartott jelenségeit, ezzel kísérelve meg korrelálni az egymástól távoli eseményeket, üledékeket, képződményeket. A geomorfológia

[1] ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet, Természetföldrajzi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C; Tel.: 381–2111; e-mail: gabris@ludens.elte.hu

számára fontos lenne a felszínfejlődési modelleket — pl. a teraszképződést, a fosszilis talajokkal tagolt löszképződmények kialakulását stb. — hozzáilleszteni a kimutatott klímaváltozások epizódjainak nagy számához, azok hosszához és intenzitásához is. Jelen tanulmányban az oxigénizotóp-rétegtan mögött meghúzódó, a lösz–paleotalaj-sorozatok, a folyóteraszok, az édesvízi mészkövek kialakulására a klimatikus alapokból következő környezeti — mondhatom földrajzi — mozgatórugókat, valamint azok hatásait és konkrét időrendjének kérdését tekinti át, valamint értékeli a szerző és, mind a teraszok keletkezését, mind korbeosztását új rendszerbe foglalja.

Bevezetés

A negyedidőszak kutatásában módszertani és szemléleti változást jelentett az óceáni aljzat és a jégtakarók fúrómagjainak sokféle szempontú és változatos módszerű vizsgálatából kapott eredmények kiértékelése, amiből több lényeges következmény származik.

Elsőként az, hogy az újabban feltárt pleisztocén klímaváltozásoknak a — Milanković-görbéhez képest — nagyobb gyakoriságú, s rövid időszakon belül is jelentős mértékű sűrű ingadozásai elavulttá tették a pleisztocén korbeosztására vonatkozó ismereteinket. Jelenleg az *oxigénizotóp-szakaszok*hoz (MIS = Marine Isotope Stage, vagy OIS = Oxygen Isotope Stage), sőt az azokon belüli kisebb periódusú ingadozásokhoz igazítják a pleisztocén bárhol felismert és klimatikusan szabályozottnak tartott jelenségeit, ezzel kísérelve meg korrelálni az egymástól távoli eseményeket, üledékeket, képződményeket. A geomorfológia számára fontos lenne a felszínfejlődési modelleket — pl. a lösz–paleotalaj-sorozatok, édesvízi mészkövek, ill. a teraszok képződését, a periglaciális jelenségek ritmusait, a deflációs szakaszokat, a lejtős tömegmozgások (pl. csuszamlások) periódusait stb. — hozzáilleszteni a kimutatott klímaváltozások epizódjainak nagy számához, azok hosszához és intenzitásához is. Ebben az esetben ugyanis nem a klasszikus glaciális-stadiális és interglaciális-interstadiális szakaszok váltakozása az irányadó, hanem az óceáni aljzat és a jégtakarók fúrómagjaiból kimért klímaingadozások viszonylag gyors és nagy mértékű változásai. Jelen tanulmányban ilyen éghajlatváltozásokat kísérelek meg kijelölni, és kapcsolatot keresni közöttük, valamint — ez esetben csupán — a lösz–paleotalaj-sorozatok és a folyóvízi felszínalakulás folyamatai között.

A hazai löszök és paleotalajok

Kutatási előzmények

A csaknem 150 évre visszatekintő magyarországi löszkutatás történetében (HAHN 1969) korszakos szerepet játszott Bulla Béla, aki felismerte, hogy a Duna menti vastag löszfalakban előforduló „vályogzónák" (ahogyan akkor nevezték ezeket a képződményeket) a pleisztocén ritmusosan változó éghajlatának megfelelően a nedvesebb-melegebb klímaszakaszok során képződött talajok (BULLA 1934). Az eljegesedések csillagászati okainak meghatározását (MILANKOVITSCH 1930) alig négy évvel követően nemcsak a korábban megállapított *glaciálisok–stadiálisok és az azokat elválasztó „inter" szakaszok rendszeréhez igazította* a paksi téglagyár fejtésében található

fosszilis talajok egy részét, hanem a frissen megjelent *pleisztocén klímakalendárium időrendje* alapján e talajok korát akár év szerint is megadhatta. BULLA 1934-ben négy fosszilis talajt írt le, melyek korát a würm két interstadiálisával (mai nevén „Basaharc Dupla"), a riss–würm interglaciálissal („Basaharc Alsó") és a rissI/II interstadiálissal („Mende Bázis") vélte azonosítani. Közöttük fiatal és idős würmi, ill. riss löszképződést állapított meg.

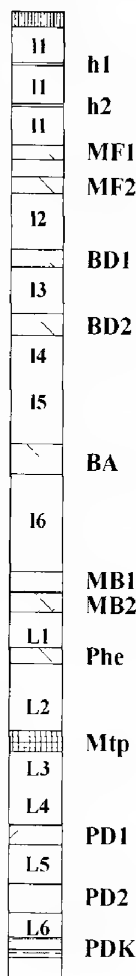
A löszkötegek kialakulása a klímaváltozásoknak megfelelően összetett folyamat (BULLA 1937, 1938; PÉCSI et al. 1988), melyet hazai körülmények között — itt szándékosan leegyszerűsítve — a következő három fő mozzanatba lehet összefoglalni:

1. durva kőzetlisztfrakció anyagának felhalmozódásából (a „porhullás" a többféle akkumulációs folyamat közül csak az egyik, bár legfontosabbnak tekinthető lehetséges változat) a hideg-száraz klímaszakaszokban diagenezissel keletkeznek a löszrétegek;

2. a felmelegedő, nedvesebbé váló éghajlaton szünetel a löszképződés és a löszkőzet felszínén megtelepedő növényzet alatt *talaj* alakul ki, amely az újabb löszköteggel betakarva fosszilis formában megőrződhet;

3. a domborzati-klimatikus feltételek változása a már kialakult rétegek erodálásához vezethet; vagyis valószínűtlen, hogy a pleisztocén éghajlatának teljes sorozatát megtalálhatjuk egyetlen feltárásban, ezért csakis a különböző rétegsorok összekapcsolása vezethet el a közelítőleg teljes időrend feltárásához.

A BULLA megkezdte úton folyt a hazai kutatás több évtizeden keresztül, melynek eredményeképpen a hetvenes években eljuthattunk oda, hogy az eseményeket *logikus rendbe összefoglaló képet* kaphattunk, amely természetesen a *pleisztocén klímaváltozások* menetét is megvilágította, ill. összhangban volt a negyedidőszakról vallott (megállapított) akkori ismereteinkkel (PÉCSI 1975, 1982, 1985; HAHN 1989). Hangsúlyozni kell, hogy valójában itt *relatív kronológiáról* volt szó, melyhez az évszámok hozzárendelése — független fizikai módszerekkel végzett vizsgálatok elégtelensége, hiánya — miatt vitatható (*1. ábra*). A legfontosabb korbecslésre alkalmas eszköz akkor a MILANKOVIĆ, ill. BACSÁK által kiszámított klímakalendárium volt (BARISS 1954), amelyhez azonban a löszökben és talajokban felismert változások összekapcsolására megfelelő bizonyítékok nem álltak rendelkezésre (l. KRIVÁN (1955) és PÉCSI (1967) vitáját a paksi talajok koráról a hatvanas években).



1. ábra. A magyarországi löszrétegsorok általánosított sztratigráfiai tagolása[1] (PÉCSI 1975, 1982, 1993). l1–l6 = fiatal löszök; L1–L6 = idős löszök; h1 = tápiósülyi humuszhorizont; h2 = dunaújvárosi humuszhorizont; MF = „Mende Felső" talaj; BD = „Basaharc Dupla" talaj; BA = „Basaharc Alsó" talaj; MB = „Mende Bázis" talaj; Phe = Paksi homokos erdőtalaj; Mtp = láperdőtalaj; PD = „Paks Dupla" talaj; PDK = „Paks-Dunakömlőd" talaj

*Figure 1. Generalised stratigraphic profile of the Hungarian loess sequences (*PÉCSI *1975, 1982, 1993). l1–l6 = young loess layers; L1–L6 = old loess layers; h1 = younger (tápiósüly) humic layer; h2 = older (dunaújvárosi) humic layer; MF = Mende Upper palaeosoil; BD = Basaharc Double palaeosoil; BA = Basaharc Lower palaeosoil; MB = Mende Base palaeosoil complex; Phe = sandy brown forest soil; Mtp = hydromorphous palaeosoil; PD = Paks Double palaeosoil; PDK = Paks–Dunakömlőd palaeosoil*

A löszkötegek kormeghatározási módszerei és azok értékelése

A tanulmányban kitűzött cél eléréséhez — vagyis a lösz–paleotalaj-sorozatok és az oxigénizotóp-sztratigráfia összekapcsolásához — elsősorban a különböző kormeghatározási módszerekkel nyert adatok összegyűjtése és értékelése szükséges. Az adatok értékeléséhez előbb azonban át kell tekinteni a módszereket, azok érvényességi körét, felhasználhatóságának korlátait. A kormeghatározásra végső soron kétféle lehetőség nyílik:

— Az egyik szerint a *löszrétegek és a fosszilis talajok* sokrétű vizsgálata nyújthat támpontot a különböző feltárások rétegsorainak illesztésére, vagyis relatív korbeosztás készítésére. A löszök jellemzésére sok kutató keres mind egzaktabb fizikai és kémiai módszereket. A különböző feltárások anyagának párhuzamosítására használható különbségeket a ritkaföldfém-oxidok, a nyomelem-, a mész-, az agyagásvány-tartalom alapján (PÉCSI-DONÁTH 1985, 1987), a lösz szövete, szemcseösszetétele (SZILÁRD 1983; HAHN 1985; KIS 2001), nehézásvány-tartalma (CODARCEA 1977), a benne talált molluszkák (KROLOPP 1983; SÜMEGI 2005), kisemlősök, faszénmaradványok és pollenek stb. szerint próbálták megtalálni.

A legfontosabb kapaszkodót az *eltemetett talajok genetikai típusai*nak meghatározása jelentette, ami azonban csak részletes laboratóriumi, ill. talajmikromorfológiai vizsgálatok eredményei — paleopedológiai megfontolások — után használható. A fosszilis talajok típusainak meghatározása, a bennük végbement folyamatok értelmezése lehetőséget nyújt a képződésük idején jellemző paleoökológiai körülmények rekonstruálására is. Az ún. fiatal löszeink rétegtani felosztásában a fosszilis talajok tulajdonságai kulcsszerepet játszanak. A „Mende Bázis" talajkomplexum pl. egy felső gyengén fejlett csernozjomszerű, és egy alsó jól fejlett erdős-sztyep talajból áll. Ez utóbbi alapvető jelentőségű volt a független fizikai kormeghatározó módszerek használata előtt, mert úgy gondolták, hogy a Kárpát-medencében a barna erdőtalajok utalnak interglaciális körülményekre. Mivel felülről számítva az első regionálisan kifejlett ilyen talaj a „Mende Bázis" alsó része, kézenfekvő volt akkor az első (riss–würm, vagy eem) interglaciálisban képződöttnek tekinteni (PÉCSI 1975).

— A kormeghatározás másik lehetősége, amely — különösen a hetvenes évek óta — nagy fejlődésen ment keresztül, a *különböző fizikai alapú független módszerek* sokasága. Ilyenek a változatos radiometrikus kormeghatározások, a magnetosztratigráfia, a lumineszcens kormeghatározás különféle változatai, a közbetelepült rétegek adta lehetőségek kihasználása (pl. az édesvízi mészkövek, ill. tefrarétegek vizsgálata), az aminosav-sztratigráfia (AAR), a mágneses szuszceptibilitási görbe meghatározása és illesztése a rétegsorban stb. A hazai lösz rétegsorokban végzett fenti vizsgálatok során kapott adatok értelmezése komoly vitákat váltott ki. Az utóbbi 15 évben jelentős elmozdulás volt érzékelhető ebben a tekintetben, de a kérdés még annak ellenére sem jutott nyugvópontra, hogy — különösen — az utolsó interglaciális óta tartó időszak környezetváltozásaira, a deflációs és fluviális folyamatokra is részletesebb vizsgálatok derítettek fényt (GÁBRIS et al. 2000, 2002). Az alábbiak rövid, korántsem a teljességre törekvő részletességgel foglalják össze és értékelik a tanulmány sajátos céljának megfelelően mindezen vizsgálatok eredményeit.

A *radiometrikus kormeghatározások* közül a radioaktív szénizotóp (C^{14}) használata az 1970-es évektől terjedt el Magyarországon a negyedidőszak különféle képződ-

ményeire alkalmazva (KROLOPP 1977). A lösz esetében a sok mérésadatból az újabb módszertani kutatások eredményeképpen csak a két legfiatalabb képződmény, a tápiósülyi (h_1) és a dunaújvárosi (h_2) humuszszintek korának meghatározása fogadható el, mert a 30 000 évnél idősebb kort adó mérési eredmények napjainkban már csak a képződmény minimális korának tekinthetők, s igazi értékük így nincsen. Azok a radiokarbon adatok, melyek e humuszszinteknél idősebb talajokból származnak, azért is alkalmatlanok kronológiai megállapításokra, mert a többi módszer, pl. a lumineszcens vizsgálatok fényében nem állják meg helyüket.

A *paleomágneses kutatások* kezdetben ígéreteseknek tűntek, azonban a hazai gyakorlatban csupán a Brunhes–Matuyama-határ helyzete volt biztonságosan megállapítható a paksi löszfeltárásban (MÁRTON 1979b). A magnetosztratigráfia kisebb eseményeinek — pl. a Blake-esemény — bizonyossága a mérések módszertani kérdéseit, ill. az eredmények rétegtani helyzetét tekintve is — a többi vizsgálati módszer eredményeinek figyelembevétele ellenére — kétséges (BALOGH 1997).

Sajnálatos módon tehát löszfeltárásainknak éppenséggel a legvastagabb és a leglényegesebb üledéktömegében — a kb. 30 000 évtől mintegy 780 000 évig (CANDE & KENT 1992) tartó időszakban — a fenti módszerek nem használhatók kormeghatározásra. Ennek pótlására jó lehetőség volt a löszkötegekbe települt, másfajta anyaguk miatt közvetlen kormeghatározásra alkalmas rétegek felhasználása. Az *édesvízi mészkövek* vizsgálata és U/Th korolása jelentős mértékben hozzájárult a löszkronológia továbbfejlesztéséhez is (SCHEUER & SCHWEITZER 1988; PÉCSI et al. 1988). A hazai löszökben már régen (KRIVÁN & RÓZSAVOLGYI 1964) kimutatott *tefrarétegek kutatása* (HORVÁTH et al. 1992; HORVÁTH 2001) rétegtani szempontból nagy jelentőségű, de korának közvetlenül a vulkáni anyagból történő meghatározása még nem sikerült. A bagi tefra korát mindeddig csak geokémiai párhuzam jelzi: az itáliai Volturno tűzhányó mintegy 350 000 évvel ezelőtti kitörésének eredménye lehet (POUCLET et al. 1999).

A *lumineszcens kormeghatározás* különféle eljárásai (termo-, majd optikai) kezdetben nagyobb reményekkel kecsegtettek. A hetvenes években felállított kronológiát igazoló első mérésekről (BORSY et al. 1979; BUTRYM & MARUSZCZAK 1984) azonban kiderült, hogy módszertani okból tévesek. Sokkszerűen érte ezután kutatóinkat WINTLE & PACKMAN (1988) közleménye, melynek eredményei felborították az eddigi rendszert. Gyakorlatilag minden talajszintet sokkal idősebbnek mértek, mint amilyennek eddig tartották. A „Mende Bázis" szerintük nem lehet utolsó interglaciális (riss–würm, vagyis eem) korú, hanem a „Mende Felső" alsó talaját vélték annak. Ezek az adatok újabb mérések sokaságát eredményezték: a kutatók cáfolni, ill. igazolni szerették volna az adatokat, hiszen olyan kardinális kérdés megoldását várták e probléma tisztázásától, hogy melyik fosszilis talajunk képződött az utolsó, riss–würm interglaciálisban (SINGHVI et al. 1989; ZÖLLER 1987, 1988 [in HORVÁTH 2001]; ZÖLLER & WAGNER 1990; LU 1992; FRECHEN et al. 1997; NOVOTHNY 2002; NOVOTHNY et al. 2002). Az újabb kutatások fényében világossá vált az is, hogy *a relatív sztratigráfiát tekintve jó a lösztrétegtanunk*, de a pontosabb korbeosztást az idősebb rétegek esetében is át kell gondolni.

A módszertani vizsgálatok aztán kiderítették, hogy a csak a hozzánk legközelebb eső mintegy százezer év (egyes vélemények szerint csupán 60 000 év) eseményeinek korát lehetséges pontosan meghatározni a lumineszcens eljárásokkal (újabban

reményt keltő módon kísérleteznek az idősebb korok biztonságos meghatározásához vezető módszerekkel). Tehát még mindig maradt egy 500–600 ezer éves időszak — a fenti kormeghatározási módszerek által lefedett idő és a Brunhes–Matuyama fordulat között — amelynek áthidalására két lehetőség van.

Az egyik eljárás a negyedidőszaki kutatásokban nagyjából 20 éve szélesebb körben alkalmazott *mágneses szuszceptibilitás* mérése — jóllehet ez is csak relatív kormeghatározást tesz lehetővé. A kínai — folyamatosnak tekintett — nagy vastagságú löszfelhalmozódásban végzett mérések jól mutatták a mágnesezhetőség változásait, s az adatokból rajzolt görbék csúcsai (a talajszintekben 2–3 szoros értékek mérhetők a löszhöz képest) párhuzamosíthatók voltak a mélytengeri üledékeken mért $\delta^{18}O$-görbével. A mágnesezettség ugyan sokféle tényező következtében változhat pl. a löszben (HORVÁTH & BRADÁK 2003), de abban mindenki egyetért, hogy elsősorban a környezet változásai határozzák meg mértékét. Tehát a görbe valamilyen mértékben tükrözi a paleotalajok kifejlődését még nem eredményező, kisebb, gyengébb negyedidőszaki éghajlatváltozásokat is, így alkalmas eleme a klímarekonstrukciónak, s ezzel jól használható a löszkutatásban. A módszer hazai bevezetése MÁRTON (1979a, b) nevéhez fűződik, átütő eredményeket azonban eddig nem hozott. A kínai löszökön végzett mérésekből mára teljes sorozatot állítottak elő (ZHISHENG et al. 1990), azonban hazai viszonyok közé áttenni ezeket a görbéket kockázatos lenne. Inkább a közelmúltban újrakezdett magyar kutatási program már publikált első eredményei kecsegtetnek reményekkel (HORVÁTH & BRADÁK 2004).

A másik módszer az *aminosav-geokronológia,* amely alkalmasnak tűnik e hiány kitöltésére. Az eljárás lényege, hogy a fehérjealkotó aminosavak királis (forgató) molekulák, amelyek térbeli szerkezete nem hozható fedésbe tükörképükkel. A molekulák kétféle, egymással tükörképi viszonyban levő (enantiomer) módosulatot alkotnak, amelyek a poláros fény síkját ellentétes irányban forgatják el. Az élő szervezetek által létrehozott aminosavak balraforgatók (ún. L-forma), amelyekből racemizációnak nevezett folyamattal tükörképük, a jobbraforgató (D-forma) változatuk jöhet létre. A racemizáció az idő múlásával arányosan növeli a jobbraforgató (D-forma) molekulák arányát, elegendő idő alatt addig, amíg eléri az L- és D-forma egyensúlyi arányát, amikor a folyamat leáll. A gyakorlatban az aminosavak közül leggyakrabban az izoleucin két optikai változatának arányát mérik, mert ezek könnyen meghatározhatók kromatográfiai úton, s az L/D-arány a minták korkülönbségét mutatja meg. A kiértékelés végeredménye a rétegek kor szerinti elkülönítése: az *aminosztratigráfia* — amely azonban önmagában szintén nem ún abszolút kormeghatározási módszer. Magyarországon eddig — tekintettel a speciális laboratóriumi követelményekre és a magas költségigényekre — csak külföldi kutatók végeztek (és végeznek jelenleg is) a löszkutatásban használható ilyen AAR-méréseket (ZÖLLER et al. 1994; OCHES & MCCOY 1995). Eredményeik alaposan rácáfoltak a hetvenes-nyolcvanas évek korbeosztásaira, és megerősítették az újabb lumineszcens eredményeket, továbbgörgetve az új megoldást követelő problémákat a 100 ezer évnél idősebb lösz–paleotalaj-sorozatra is (OCHES & MCCOY 2001).

Mint az előzőekben láttuk, a legtöbb nehézséget — napjainkban is — az egyes események, főképpen a löszöket tagoló talajképződési periódusok korának számszerű (abszolút) meghatározása jelenti, mivel a kormeghatározási módszerek

— fejlődésük ellenére — még mindig nem eléggé meggyőzőek a feltárások egyéb vizsgálati módszereihez viszonyítva.

A globális kronosztratigráfia és a hazai löszök

Már a hetvenes évek elején felmerült az a gondolat, hogy a löszkötegek keletkezésének klimatikus föltételeit és időrendjét az *oxigénizotóp-szakaszok*hoz (OIS), sőt az azokon belüli kisebb periódusú ingadozásokhoz igazítsák. Magyarországon erre azonban csak a legutóbbi időkben kerülhetett sor. PÉCSI 1993-as — elsősorban KUKLA (1970, 1977) nézeteit vitató — véleménye szerint „az oxigén izotóp sztratigráfia alkalmazása a szárazföldi löszök kronosztratigráfiája érdekében hasznos eljárás, de még további adatok és összehasonlítások szükségesek az egyes szakaszok korának, tartamának interpolációs meghatározása ugyanis rendszerint csak néhány — úgymond — fix adat (pl. M/B határ) és az üledéklerakódási ráta becsült adatai alapján történhet". A fenti megállapítás több mint 10 éve született, és azóta már elegendőnek tűnő adat gyülemlett föl a fentemlített különféle kormeghatározások alapján (*1. táblázat*), melyek birtokában *kísérletet lehet tenni a hazai löszfeltárások összesített szelvényének* e széles körben használt, sőt egyre inkább megkövetelt *kronosztratigráfiai rendszerbe történő illesztésére.* Az első próbálkozásunkat (FRECHEN et al. 1997) követően publikált további adatok birtokában jelen fejezet ennek újabb, bővített változata.

A 2. *ábra* bemutatja a számokkal jelzett tengeri oxigénizotóp-stádiumok (GIBBARD & VAN KOLFSCHOTEN 2005) összekapcsolását a hazai löszfeltárások általánosított szelvényében szereplő fosszilis talajokkal. Követhető továbbá ennek az alpi és az északnyugat-európai glaciális és kronosztratigráfiai egységekhez, valamint a paleomágneses eseményekhez való viszonya is. A bemutatott rendszer alátámasztására röviden a következő adatokat lehet felsorolni.

A legfiatalabb két humuszszint még a hideg felső-pleniglaciális OIS 2 szakaszban keletkezett. Jól ismert ugyanis, hogy annak mintegy 20 ezer éves időtartama alatt több melegebb-nedvesebb szakasz létezett, melyek során gyenge talajosodási folyamatok indulhattak meg. A tápiósülyi (h1) réteg eredetileg mért radiokarbon kora 16 730±400 C14 BP év (PÉCSI 1975), ami a legújabb kalibrált értékekkel összevetve a 17 000–19 000 cal BP év között létezhetett Ságvár–Lascaux interglaciálisnak (SÜMEGI et al. 1998) felel meg. A dunaújvárosi szint (h2) pedig, melynek korát 21 740±320 C^{14} BP-ben határozták meg (PÉCSI 1975), a 19 000–23 000 cal BP közötti utolsó glaciális maximumot (LGM) éppen megelőző 23 000–25 000 cal BP közötti enyhébb interstadiálisban képződhetett (a korábbi és az 1998 után mért, kalibráltnak nevezett radiokarbon koradatok viszonyáról és az utolsó 30 000 év ezáltal módosított korbeosztásáról l. GÁBRIS 2003).

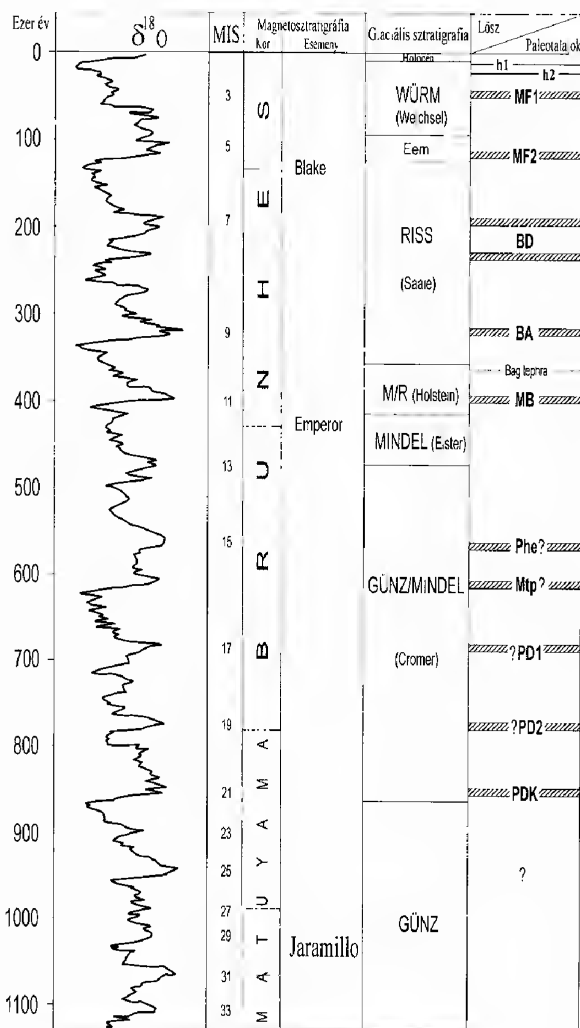
A „Mende Felső" (MF) dupla talajnak a beosztását számos lumineszcens (WINTLE & PACKMAN 1988; FRECHEN et al. 1997; NOVOTHNY et al. 2002), valamint AAR-adat (OCHES & MCCOY 1995, 2001) támogatja. Az eredmények szerint az MF1 a 3., az MF2 pedig az 5e szakaszban, vagyis a középső-pleniglaciálisban, ill. az utolsó interglaciálisban (eem) alakulhatott ki. Hasonló eredményre jutott HORVÁTH et al. (2006) a süttői feltárás vizsgálata során, azzal a kiegészítéssel, hogy a talaj alatti löszköteg keletkezését egyértelműen a 6. oxigénizotóp-stádiumra teszik.

I. táblázat. A magyarországi fiatal löszökben különböző módszerekkel mért koradatok (ezer év) és a paleotalajok tagolása (HORVÁTH 2001 alapján). b = korbecslés

Table I. Absolute age estimations of the Hungarian loess-palaeosoil sequences (HORVÁTH 2001). Sign: b = estimation

PÉCSI 1975	PÉCSI 1975	BORSY et al. 1979	BUTRYM & MARUSZCZAK 1984	WINTLE & PACKMAN 1988	ZÖLLER 1987	ZÖLLER 1988	ZÖLLER & WAGNER 1990	LU 1992	OCHES & MCCOY 1995	PÉCSI 1995	FRECHEN et al. 1997
lösz és paleotalaj	C^{14}	*TL*	*TL*	*TL*	*TL (Basaharc)*	*TL (Paks)*	*TL (Mende)*	*TL*	*AAR*	*becslések C^{14} és TL adatok alapján*	*TL+IRSL (Paks, Basaharc, Mende)*
mai talaj										0–11,3	
l1			19,6±2,4	15,8±1,3							
l1			21,7±2,6	17,6±1,4							13–20
h1	16,75±0,4									16–17 (W3)	
l1				23,2±1,9				27±2,5			
h2	20 22									27–32 (W2/W3)	
l2			25,7±3,1	24,0±2,0							25–35
MF1	28–29		28,7±3,4	20,9±1,7			44,3±2,7			45–60 (W2/W3)	
l3				43,4±3,8							50–60
MF2	32		33,5±4,0	74,7±6,5			69,3±5,4	73,7±5,1	<128 BP	85–105 (W1/W2)	
l4			35,0±4,2	79,2±6,1	94±9	114±11					>130
BD1	(40 50 b.)		37,8±4,5				116±17			120–140 (R2/W1)	
			39,0±4,7			144±14	141±14	114±12			
BD2	(40–50 b.)		41,4±5,0				147±12		<245 BP	150–170 (R2/W1)	
l5			45,0±5,5 53,0±6,5 77,0±10,0		135±12 163±18	159±17 172±18	207±16	153±15			
BA	(65 b.)		81,0±10,6 87,0±11,3						<339 BP	195 230 (R1/R2)	
l6		105±17	98,0±13,0			190±17					
MB1	R/W		121,0±16,0				270±26			280 310 (MR3/MR4)	
MB2	R/W		124,0±17,0						<423 BP	320 360 (MR2/MR3)	
L1		110									

A „Basaharc Dupla" (BD) talajok az újabban szintén többosztatúnak felismert OIS 7 szakaszban jöhettek létre, ami a rissen belüli hosszú és összetett interstadiálisnak feleltethető meg. A bagi tefra, mint klímaviszonyoktól független vulkanológiai vezérszint, az olaszországi összehasonlító vizsgálatok szerint nagyjából a riss legelején rakódhatott löszeinkbe (POUCLET et al. 1999), így behatárolja a „Basaharc Alsó" (BA) és a „Mende Bázis" (MB) talajok rétegtani helyzetét. Közvetett bizonyítéknak számít SINGHVI et al. (1989) vizsgálatának eredményei: három szerbiai feltárás (Erdőd, Szalánkemény, Titel) löszkötegében a hazai BD paleotalajoknak megfelelő talajt ugyan az 5e szakaszba teszi, a BA alatti lösz korát viszont 190 ezernél, a MB alatti löszöket pedig 320 ezer évnél idősebbnek mérte. Az aminosztratigráfia eredményei (OCHES & MCCOY 1995, 2001) is alátámasztják azt a beosztást, miszerint a BA talaj az OIS 9, az MB pedig az OIS 11 szakaszokban keletkeztek. A 11-es izotópszakaszt általában a „nagy" mindel–riss interglaciálissal (Holstein) azonosítják (SARNTHEIN 1986; GHEYH & MULLER 2005), amely a negyedidőszak utolsó 780 ezer évének leghosszabb ideig (kb. 20–28 ezer évig) tartó, változatos klímájú és legalább olyan meleg interglaciálisa volt, mint a holocén (DE ABBREU et al. 2005).



2. ábra. A magyarországi löszök és paleotalajok összekapcsolása a mélytengeri oxigénizotóp-görbével és a szárazföldi glaciális-interglaciális kronológiával (GÁBRIS 2006)

Figure 2. Correlation between the Hungarian loess-palaeosoil sequeces and the oxygen isotope stratigraphy (GÁBRIS 2006)

Az ennél idősebb talajok hozzárendelése a mélytengeri oxigénizotóp-szakaszokhoz több bizonytalansággal terhelt. Egyetlen adatszerű támpontunk van, s ez a Brunhes -Matuyama magnetosztratigráfiai határ, jóllehet a régebbi mérések (PÉCSI & PEVZNER 1974; MÁRTON 1979b) eredményei nem egybevágók az újabb meghatározással (PÉCSI et al. 1995). A biztosan e határ alatt levő PDK talajnak az OIS 21 szakaszba osztása azért feltételes, mert akár idősebb is lehet. Ugyancsak feltételes

a Phe és Mtp talajok OIS 15-be illesztése, amit azonban a páratlan számokkal jelölt melegebb „inter" szakaszokról rendelkezésre álló ismereteink alátámasztanak. Az OIS 13 ugyanis két ok miatt is valószínűleg kihagyható számításainkból. Esetében ugyanis csak igen rövid és gyenge felmelegedés mutatható ki (EPICA 2004), tehát nem valószínű, hogy ilyen összetett talajok képződésével számolnunk lehetne ekkor. A másik ok pedig abban jelölhető meg, hogy a paksi feltárásban éppen az MB és a Phe talajok között található a legjelentősebb eróziós hiány. A 15-ös oxigénizotóp-szakasz viszont egy kb. 27 ezer évig tartó hosszabb (Phe), és ezt megelőzően mintegy 7 ezer éves rövidebb (Mtp) időtartamú felmelegedés volt, melynek hőmérséklete a holocénét ugyan nem érte el, de klímája hasonlóképpen stabil lehetett (SPAHNI et al. 2005). A Paks Dupla1–2 talajnak az OIS 17 és 19 szakaszhoz rendelését csupán a Brunhes–Matuyama határ feltárásbeli helyzete sugallja.

A löszfeltárásokban — mint ahogyan más szárazföldi üledékekben is — mindig számolni kell réteghiányokkal. Úgy tűnik Magyarországon a „fiatal löszökben" — melyet PÉCSI még az utolsó glaciálisba osztott be, de a fentiek szerint a riss löszök is idetartoznak — e hiányokat a különböző alapfeltárások összeillesztésével sikerült kitölteni. Az idősebb löszök esetében azonban ez még nyitott kérdés, a fenti beosztást ebben az időszakban magam sem érzem kellően alátámasztottnak.

Hangsúlyozni kell, hogy az itt bemutatott *új rendszer még mindig kísérletnek számít*, semmint bizonyosságnak, jóllehet — a szakirodalomban olvasható, de e tanulmányban nem részletezett — további adatokkal lehet alátámasztani. Ugyanakkor van néhány ellentmondó mérési eredményre alapozott interpretálás is. A jelenleg is folyó kutatások hivatottak bizonyítani, vagy átalakítani a felvázolt képet. Mindenesetre annyi bizonyos, hogy a globális rendszerhez kapcsolódásunk elkerülhetetlen, löszrétegtanunk, s vele együtt a negyedidőszaki kutatásaink eredményeit ebben a rendszerben fejleszthetjük tovább, csakis így állhatunk ki a nemzetközi nyilvánosság elé.

A folyóvízi teraszok

Kutatási előzmények

A Kárpát-medence folyóvölgyeiben régóta ismeteresek voltak olyan félsíkok — régies szóval párkányok — amelyek korán magukra vonták a természetbúvárok figyelmét (KÁSZONÚJFALVI SZABÓ 1804 in: HEVESI 1976). Folyóteraszaink kutatásával több nemzedék foglalkozott — az első szintézist CHOLNOKY (1923, 1925) készítette —, s mindig a tudomány akkori állásának megfelelő magyarázatot adtak (SZÉKELY 1971). Ilyen nagyívű összefoglalás fűződik BULLA Béla nevéhez , aki KÉZ ANDORral együtt dolgozta ki a teraszok klimatikus eredetének elméletét (BULLA 1941; KÉZ 1934, 1942), s az akkori megfigyelések alapján leírta a hazai folyók teraszrendszerét, meghatározta kialakulási korukat. Ennek továbbfejlesztett változata (PÉCSI 1959) szolgált alapul a következő mintegy ötven évben folyó kutatásnak, amely során természetszerűleg módosult, átalakult és finomodott a rendszer. A teraszok kialakulási mechanizmusára vonatkozó elméletekkel a 10 évvel ezelőtti tanulmányomban foglalkoztam (GÁBRIS 1997), és most nyugodtan megállapíthatom, hogy újra át kell

tekinteni a legfontosabb gondolatokat, mert a belőlük levonható következtetések *lényegesen átírhatják a kutatás két fontos kérdéskörét is: az egyes teraszok kialakulási mechanizmusának és korának meghatározását.*

A teraszok klimatikus eredetének magyarázatakor korábban természetesnek tűnt létrejöttüket a pleisztocén — esetünkben a földrajzi közelséget kihasználva az Alpok — glaciális-interglaciális változásaihoz kapcsolni. Kezdetben ez a kapcsolás főleg vagy szinte kizárólag paleontológiai bizonyítékok alapján történt, s csak később bővültek az eszközök (összefoglalóan l. PÉCSI 1959). A negyedidőszak korai modelljei három vagy négy egyszerű (egyveretű) glaciális szakaszt tételeztek fel, amelyeket hasonlóan egyszerűnek tekintett interglaciális szakaszok választottak el. Ebben az esetben a teraszképződés menetét szintén egyszerűnek tekintették: a völgytalp feltöltődését a környezeti (klimatikus) feltételek az egyik (glaciális), a völgybevágást pedig egy másik (interglaciális) típus hatásának tulajdonították. A glaciális–interglaciális szakaszoknál finomabb elkülönítést meg nem engedő geomorfológiai módszerek használatából következett, hogy korábban négy (KÉZ 1934), majd hat (BULLA 1941, 1954, 1956), ill. nyolc (PÉCSI 1959) klimatikus eredetű pleisztocén teraszt írtak le a Kárpát-medencéből, és az így felállított rendszer korbeosztását MILANKOVIĆ számításaira alapozták. Később, felismerve a fent említett szakaszok bonyolultabb voltát (stadiális-interstadiális váltakozás), ill. a késő-pleisztocénra vonatkozó bővebb geomorfológiai ismeretekre támaszkodva a legutolsó eljegesedésben két teraszszint (II/a és II/b) is hamarosan elválasztható volt (MAROSI 1955, PÉCSI 1959).

Azon kívül, hogy a glaciálisok alatt felkavicsolást, az interglaciálisok alatt völgybevágást írtak le a klasszikus terasztanulmányokban, feltételezték, hogy a jelzett korszakok *klimatikus maximuma egybeesett a felszínalakító folyamatok maximumával* is. Később aztán felismerték, hogy morfológiai szempontból nem a jeges, ill. jégközi klímafázisok csúcsai a legfontosabbak, hanem az e fázisok közötti *átmenetek időszaka* (TREVISIAN 1949; JAHN 1956; STARKEL 1983). A jeges fázis maximuma előtti szakaszt — TRÉVISIAN nyomán — „anaglaciálisnak", az ezt követőt pedig „kataglaciálisnak" nevezték el. Így írhattak a külföldi szakirodalomban *anaglaciális, ill. kataglaciális erózióról és akkumulációról.*

A teraszkeletkezés mechanizmusának és időrendjének új felfogása

A geomorfológia újabb kutatásai megállapították, hogy az éghajlatváltozás során rövid idő alatt nagymértékű átalakulás következik be a felszínalakító folyamatok munkájában, és e *változások általában ugrásszerűen következnek* be, a hosszú ideig tartó „nyugalmi" állapot után. Tehát esetenként túlhaladottnak tekinthető az az évszázados elvi alap, amely szerint a mai folyamatok lassan de biztosan dolgozva hozzák létre pl. esetünkben a folyóteraszokat; vagyis a múlt megismerésének kulcsa a jelen megfigyelésében van. A magyarázathoz példaképpen a folyót véve, ez azt jelenti, hogy a folyóvízi felszínalakítás folyamata olyan nyitott rendszert képez, amelyben a folyó tevékenységét szabályzó különböző folyamatok és erők között fenntartott *egyensúly* miatt a folyó hosszabb időre — az ún. *küszöbelmélet* nevezéktanát használva — *kiegyenlített állapot*ban van, melyet ugrásszerű változás, gyors bevágódás vagy feltöltődés követ.

Az egyensúly fogalmát a geomorfológiában régóta alkalmazzák. Korábban ezen valamiféle passzív stabilitást értettek. Később a *dinamikus egyensúly* fogalmának bevezetésével az ellentétes folyamatok erősségének olyan tér- és időbeli változását is (f)elismerték, amikor az erózió és az akkumuláció hosszabb távon geomorfológiai értelemben végül is kiegyensúlyozta egymás hatását. A folyóvíz munkájának ilyen dinamikus egyensúlyi állapotát a „középszakasz-jellegű" (KÁDÁR 1960), ill. az „egyensúlyban levő kanyargós medrek" (PÉCSI 1971) esetében írták le Magyarországon. E szerint a mederpusztítás és a feltöltés mértékének kiegyensúlyozását a kanyargó folyók egyfajta önszabályozó mechanizmussal érik el. A vízhozam (ezzel együtt a hordalékmozgató erő), ill. a hordalék mennyisége (KÁDÁRnál a munkavégző képesség és az elvégzendő munka) között időről-időre és kanyarulatról-kanyarulatra megbomló egyensúly a kanyarulat növelkedével (az esés csökkenésével) vagy levágódásával (az esés, ill. a hordalékmozgató erő növelésével) áll helyre. A két ellentétes erőhatás változása során a kanyarulatok formálódása játssza az egyensúlyt biztosító szelep szerepét (PÉCSI 1971). Ehhez a dinamikus egyensúlyhoz hasonlítható az angolszász irodalomban használt „kiegyenlített állapot" fogalma, amely szintén nem passzivitásra, hanem éppen az *aktív folyamatok stabilitására* utal. A kiegyenlített állapot elve nem azt foglalja magában, hogy a folyamatok nem működnek, hanem éppen ellenkezőleg arra mutat rá, hogy a rendszer aktív erői a közöttük levő kapcsolat miatt egy bizonyos időszakban és egy bizonyos helyen egymás hatását kiegyenlítve egyensúlyba jutnak. Az erők ilyenkor pusztán a kiegyenlített állapot fönntartásához szükséges minimális energiát használják föl. Ilyen stabil felszínfejlődési állapot azonban szerintem nemcsak az erózió-akkumuláció kiegyenlítődését jelentheti, hanem az ettől akármelyik irányban mutató tartós eltérés állapotában is fellép: a tartósan feltöltést, ill. medermélyítést végző folyókat is ez jellemzi.

A kiegyenlített állapotú rendszer megváltoztatásához viszont nem elegendő egy-egy faktor bármely csekély mértékű módosulása, mert csak *kritikus vagy határviszonyok* elérésekor/meghaladásakor változhat meg radikálisan az egész rendszer. Az éghajlati feltételeket és a vízgyűjtő geológiai-geomorfológiai karakterét alapvetően tükröző környezeti paraméterek mérlege tehát mintegy rákényszeríti a folyót arra, hogy a hatás–visszahatás bonyolult rendszerével önmaga szabályozza saját morfológiai jellemzőit; hogy befogadja és feldolgozza az érkező vízmennyiséget és a hordalékot. A folyóvízi morfológia egyes tanulmányai azt sugallják, hogy a folyóvíz felszínalakító tevékenységének ilyen szabályozását, az egyensúlyi állapotokat elválasztó *küszöbök* léte határozza meg (SCHUMM 1979; GREEN & MCGREGOR 1987). Amikor a megváltozó környezeti feltételek ebben a modellben elérnek ilyen küszöböket (pl., ha a kanyargó folyó vízhozama olyan erősen megnő, hogy ezt már nem képes az előbbiekben bemutatott módon a kanyarulatfejlesztéssel kivédeni, és bevágódik medrébe) a folyóvízi rendszer gyorsan változva alkalmazkodik az új feltételekhez, és *a völgy morfológiája jelentősen átalakul.*

A klímaváltozás és a folyóvízi felszínalakítás folyamatai közötti szoros kapcsolat kutatásában az elméleti megfontolásokon túl a pleisztocén legvégére és a holocénra vonatkozó konkrét terepkutatási eredményekből (pl. VANDENBERGHE 1987; VANDENBERGHE et al. 1994; KOZARSKI 1991) a következő magyarázatot adhatjuk:

A *klímaromlás* a hőmérséklet gyors csökkenésével jár, ami az evapotranspiráció gyengülését és a csapadék mennyiségét állandónak feltételezve növekvő lefolyást eredményez. Az egyre mostohábbá váló feltételek ellenére az egy bizonyos ideig még kitartó növénytakaró védi a lejtők talaját és stabilizálja a folyópartokat is. Tehát a vízhozamnak a hordalékmennyiséghez viszonyított megnövekedett aránya rövid ideig a folyó *bevágódásához* vezet. Az idő múlásával az előző melegebb szakaszban kialakult növényzet a kedvezőtlenné vált körülmények között egyre jobban pusztul, és egyre kevésbé védi meg a talajokat, ezért egyre több hordalék jut a folyóba. A vízhozam–hordalék aránya ismét a hordalék javára tolódik el, a folyó vízjárása egyre szabálytalanabbá lesz, *lerakja* hordalékát, elágazóvá válik.

A *klímajavulás* következtében viszont a növénytakaró kifejlődése csak fokozatosan megy végbe. A meleg, nedves szakasz kezdetén ezért az evapotranspiráció még gyenge, ami azt jelenti, hogy a folyók vízhozama erősen megnövekedik. Az erdős növényzet felújulása viszonylag megkésik a hőmérséklet növekedéséhez képest, de a füvesedés már elégséges a talajok megkötésére, a lejtők és a folyópartok bizonyos mértékű konszolidálására, tehát a törmelék folyóba jutásának gátlására. Egyrészről tehát a magas lefolyási érték, másrészről a folyók hordalékának csökkenése, valamint folyópartok stabilitása *bevágó*, majd a növényzet és az evapotranspiráció további erősödésével az egyensúly felé tartó vízhozam–hordalék arány következtében *oldalazó eróziót* eredményez.

A fentiekből levonható néhány általános következtetés:

1. Bevágódás minden klímaszakaszváltás elején lehetséges, de a hideg-szárazból a meleg-nedves szakaszba történő átmenet idején a folyamat hosszabb és erősebb.

2. A hosszabb időtartamú — néhány ezertől több tízezer évig tartó — klímaszakasz lassú völgyfeltöltéséhez viszonyítva a változáskor bekövetkező bevágódás viszonylag gyors, és nagyságrenddel rövidebb ideig terjedő időszakra korlátozódik. A fejlődés tehát nem egyenletes, mert *a felszínalakulásban sokkal nagyobb jelentősége van a változások rövid korának, mint a hosszú stabil időszakoknak.* A terasz akkumulációja jelentősen hosszabb ideig tart, mint a sokkal intenzívebb eróziós szakasz (a bevágódás), ami a kiegyenlített állapot hosszú szakaszai közé ékelődő gyors éghajlati átmenet viszonylag rövid időszakára koncentrálódik.

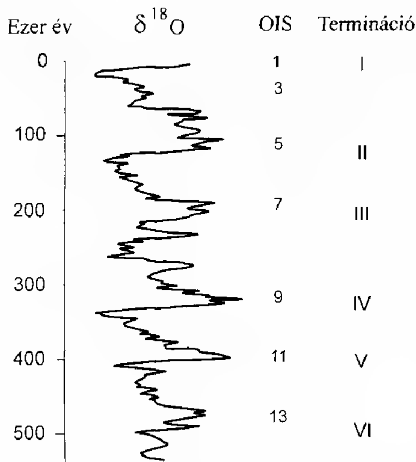
A globális pleisztocén kronosztratigráfia és folyóteraszaink

Mint a bevezetésben jeleztem, napjainkban felmerült annak igénye, hogy a folyóvízi folyamatokat és azok időrendjét a pleisztocén klímaváltozásoknak az *oxigénizotóp-szakaszok*hoz, sőt esetleg az azokon belüli kisebb periódusú sűrű ingadozásokhoz kellene igazítani, mégpedig a fentebb ismertetett mechanizmusváltozások szerint.

Kiindulási alapul a pleisztocén éghajlatingadozás BROECKER & VAN DONK (1970) által felismert mintegy százezer éves ciklusai szolgálhatnak. E ciklusokat „terminációnak" elnevezett, a felmelegedés következtében beálló gyors olvadás (deglaciáció) periódusai szakaszolják. A ciklus hosszabb-rövidebb meleg interglaciálissal kezdődik, amelyből fokozatos hűléssel — amit egyre gyengülő felmelegedések tarkítanak — jutunk el a ciklus végére a leghidegebb időszakig, ill. a tulajdonképpeni véget (az angol termination jelentése befejeződés, végződés, megszűnés, határ) a gyors felmelegedő időszak jelenti.

Általánosítva a ciklusok menetét, a teraszképződést a következő módon magyarázhatjuk. A ciklus elejétől kezdve hosszú évezredeken keresztül a kiegyenlített állapotból a fokozatos lehűlés felé vezető kisebb klímaingadozások következtében általában — tendenciaszerűen — a feltöltődés felé tolódott a folyók mechanizmusa. Ez az ún. felkavicsolás hosszú, több tízezer évig tartó időszaka! A folyó a *kritikus vagy határviszonyokat a terminációk kezdetén éri el*, amikor a gyors és erős felmelegedés következtében a *küszöbértéket átlépő hatások számlájára írható a bevágó erózió*, amely viszonylag rövid idő alatt (csupán néhány ezer év) kivési a teraszt. Tehát ahogyan az előbb írtam, *a terasz akkumulációja jelentősen hosszabb ideig tart, mint a sokkal intenzívebb bevágó eróziós szakasz, vagyis a teraszfelszín ármentessé válása, morfológiai képének kialakulása.* A továbbiakban a teraszképződés két momentuma — felkavicsolódás, kivésés — közül geomorfológiai értelemben (a forma kialakulását tekintve) a másodikat, a folyó bevágódását tekintem a terasz korának.

A római számokkal jelölt terminációk (pl. T I, T II stb.) változó tulajdonságúak (3. *ábra*). Vannak közöttük erősebb és gyengébb, gyorsabb és lassúbb, hosszabb és rövidebb felmelegedést mutató szakaszok. Ezért morfológiai hatásuk — jelen esetben a folyók különböző mértékű mechanizmusváltozása, pontosabban a teraszok kivésését eredményező bevágó erózió — mértékében eltérések lehettek. Az eltérő mértékű változások következtében a bevágódás mértéke is jelentősen különbözhet. Terasznak nálunk csak az a folyóvízi ártéri szint számít, amelynek nagyobb a szintkülönbsége, mint az adott folyó szintingadozásának mértéke, vagyis ármentes. Mivel ennél kisebb mértékű bevágódás is lehetséges, az így létrejött szintek nem valódi teraszok (tekinthetjük ezt a megállapítást geomorfológiai hungarikumnak). Tudjuk, hogy ilyen szintek (I. „terasz", alacsony és magas ártér) jöttek létre a holocén folyamán folyóink mentén, és biztosra vehetjük, hogy az idősebb teraszok esetén is képződhettek hasonló szintek, jóllehet a dolog természeténél fogva jelenlegi kutatási eszközeink ma még nem alkalmasak bizonyításukra — pontosabban: a kormeghatározásaink időbeli felbontása nem teszi ezt lehetővé.



3. *ábra*. Terminációk helyzete az oxigénizotóp-görbén (GIBBARD & VAN KOLFSCHOTEN 2005)

Figure 3. Oxigen Isotope Terminations (GIBBARD & VAN KOLFSCHOTEN 2005)

A globális pleisztocén kronosztratigráfia és a teraszok időrendjének összekapcsolására a fentiek alapján az a gondolat szolgál, hogy folyóteraszaink anyagának lerakódása, a felkavicsolás hosszú időszaka a glaciális ciklusok lassú, visszaesésekkel terhelt lehűlő ideje volt, a terasz formai létrehozását, annak kivésését pedig, a gyorsan melegedő terminációk idején néhány ezer, esetleg tízezer év alatt bekövetkező mélyítő erózió eredményezte. (A klímaváltozásokon alapuló általános menetet természetesen befolyásolja egy-egy adott helyen a klímaritmusoktól eltérő, időben szabálytalan, helyi tektonika, de itt most ezzel nem kívánok foglalkozni. Az emelkedés-süllyedés szerepe a teraszképződésben egy konkrét folyó, konkrét helyén azonban ala-

posan vizsgálandó és figyelembe veendő.) A teraszok klasszikus kormeghatározására alkalmazott paleontológiai módszerek a rendszer bizonyítására nem, vagy alig használhatók, egyrészt a leletek szórványos volta, a régi meghatározási módszerek elégtelensége, a nagyemlősökre még kidolgozandó OIS-rendszer hiánya miatt, másrészt mivel őslénytani módszerrel csak az egyik momentum, vagyis a felkavicsolódás kora határozható meg. Szerencsére más módszerek, elsősorban a teraszokat fedő képződmények — futóhomok, löszkötegek, édesvízi mészkő- és tefrarétegek — újabb vizsgálati módszerei és ezek eredményei segítenek az eligazodásban. A következő fejezet kísérlet *e felszínalakító folyamatok és az oxigénizotóp-időrend összekapcsolására,* a magyarországi folyók kutatása során felgyülemlett adatok felhasználásával és értékelésével.

A terminációk és a Kárpát-medence folyóvízi teraszainak kapcsolata

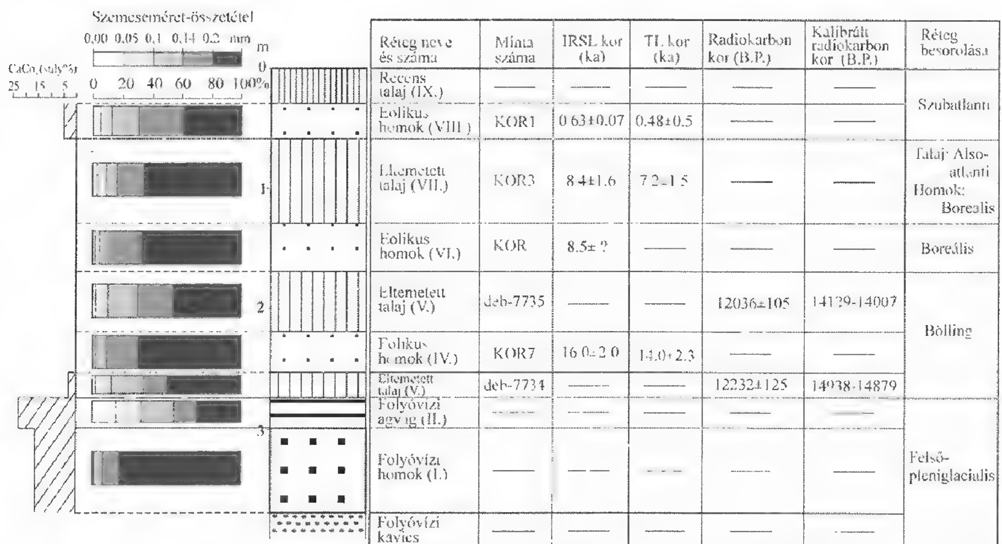
A következő részben a folyóteraszokat a geomorfológus-kvarterkutató gondolatmenetet követve a folyótól kiindulva térben felfelé és időben visszafelé tárgyalom[1]. Minden terasztanulmány ezt a sorrendet-logikát követve a legfiatalabb, legalsó terasszal (pl. I.) kezd és a legfelső, legidősebb (pl. VII., ill. VIII.) terasszal zár. Amikor a harmincas években KÉZ felfedezte, hogy a CHOLNOKY-féle két terasznál több van a Duna mentén, és római számokat használt a jelölésükre, először a geológus hagyományt követve (l. primer, szekunder, tercier) a legidősebbel kezdte — az volt az I. terasz. De aztán rájött, hogy az egyre idősebb formák (és események) meghatározása és leírása visszafelé haladva egyre bizonytalanabb, sőt ráadásul a kutatások előrehaladtával éppen a völgyek felsőbb, régebben kialakult szintjében volt várható az újabb teraszok felismerése és bizonyítása; ekkor azonban egy új szint felfedezésével újra kellett volna számozni a teraszokat, ami hatalmas káoszhoz vezetett volna. Úgy is fogalmazhatnók, hogy a kutatások akkori helyzetében a teraszrendszer térben felülről, időben pedig visszafelé „nyitott" volt, ott várhatták az újdonságot (ma inkább, mit ez a tanulmány is mutatja, a belső finomítás, a teraszok részletesebb időbeli felbontása került előtérbe, s ennek jelzését a számozás változatlanul hagyása mellett betűindexekkel látjuk megoldhatónak). KÉZ és BULLA tehát fordított a rendszeren, és a legalsó, legfiatalabb teraszt egyessel, felfelé pedig az egyre öregebbeket növekvő római számmal jelölte. Ugyanez a helyzet az oxigénizotóp-rétegtanban is: a jelenkorból kiindulva visszafelé számozzák az egyes stádiumokat. Sőt, a később felfedezett terminációk számozása is ezt a logikát követi. A negyedidőszak kutatás nemzetközi publikációiban természetes az eseményeknek ebben a „fordított" időrendben történő tárgyalása is. A tanulmány célja éppen annak bemutatása (bizonyítása), hogy a teraszképződés folyamatai az izotópstádiumokhoz és a terminációkhoz kapcsolhatók, ezért ezt a — geológiában valóban szokatlan — időrendet követem az alábbiakban.

Az *I. termináció* a 2. oxigénizotóp-stádiumból az elsőbe történt átmenet, ami gyakorlatilag az utolsó hideg szakaszból — régi nevén würm III-ból, új nevén késő-pleniglaciálisból — pontosabban annak a ma utolsó glaciális maximumként (angol rövidítése LGM) emlegetett periódusából a holocénba vezető átmenet kb. 7000–8000 éves időszakát jelenti.

A legfiatalabb *pleisztocén (II/a sz.) folyóterasz ármentessé válásának* — folyóink erős bevágódásának — holocén voltára fő bizonyítékként korábban azt a tényt tekin-

tették, hogy a terasz felszínén sehol sincs lösztakaró, és a mai árvízszint feletti, helyenként különlegesen nagy magasságát a rátelepedő — holocénnek tartott — futóhomoknak köszönheti. Az akkor általánosan elfogadott nézet szerint ugyanis a holocénben már nem képződött lösz, a homokmozgást viszont boreálisnak tartották (PÉCSI 1959). A homokmozgások időpontjának meghatározásában azonban azóta jelentősen előreléptünk. Kezdetben a C^{14}-es kormeghatározások (BORSY et al. 1982, 1985; LÓKI et al. 1994), majd a lumineszcens módszerek segítségével sikerült bizonyítani a defláció későglaciális szakaszait is (UJHÁZY 2002; GÁBRIS 2003).

A Szentendrei-sziget II/a teraszán levő kavicsbányában (Kisoroszi) végzett legújabb kutatásaink így más megvilágításba helyezik a II/a terasz képződésének időrendjét. A feltárásban a folyóvízi kavics és homok feletti két fosszilis talajszintben talált faszén darabok a radiometrikus kormeghatározás (deb-7735, ill. deb-7734) szerint 12 036±105 C^{14} B.P. (14 129 – 14 007 cal BP), illetve 12 232±125 C^{14} B.P. (14 938 – 14 879 cal BP) korúnak bizonyultak (*4. ábra*). A két talajszint közé egy vékony futóhomokréteg települt, ami világosan bizonyítja a felszín ármentes, száraz, deflációs jellegét — vagyis a Duna ezt megelőző bevágódását, a terasz kivésését. A homok kora termolumineszcens meghatározás szerint 14 050±2300 év, ami jól illeszkedik a radiokarbon mérésadatokhoz, mintegy megerősíti azt (UJHÁZY et al. 2003; GÁBRIS 2003). Az egész



4. ábra. A kisoroszi kavicsbánya szelvénye (UJHÁZY et al. 2003)

Figure 4. Generalized columnar section and results of investigation of the Kisoroszi gravel pit (UJHÁZY et al. 2003)

képződmény, vagyis a két talaj és a köztes futóhomokréteg a boelling interstadiálisban keletkezett. A helyzet értékelése az oxigénizotóp-sztratigráfia tükrében a következő. Az I-es termináció az utolsó glaciális maximumot (LGM) követő felmelegedéssel indult, amit Magyarországon Ságvár–Lascaux interstadiálisnak (SÜMEGI et al. 1998) nevezünk. A 19–17 ezer cal BP közötti igen rövid felmelegedés — melynek geomofológiai hatása az Alföldön több helyen is kimutatható volt (GÁBRIS et al. 2002;

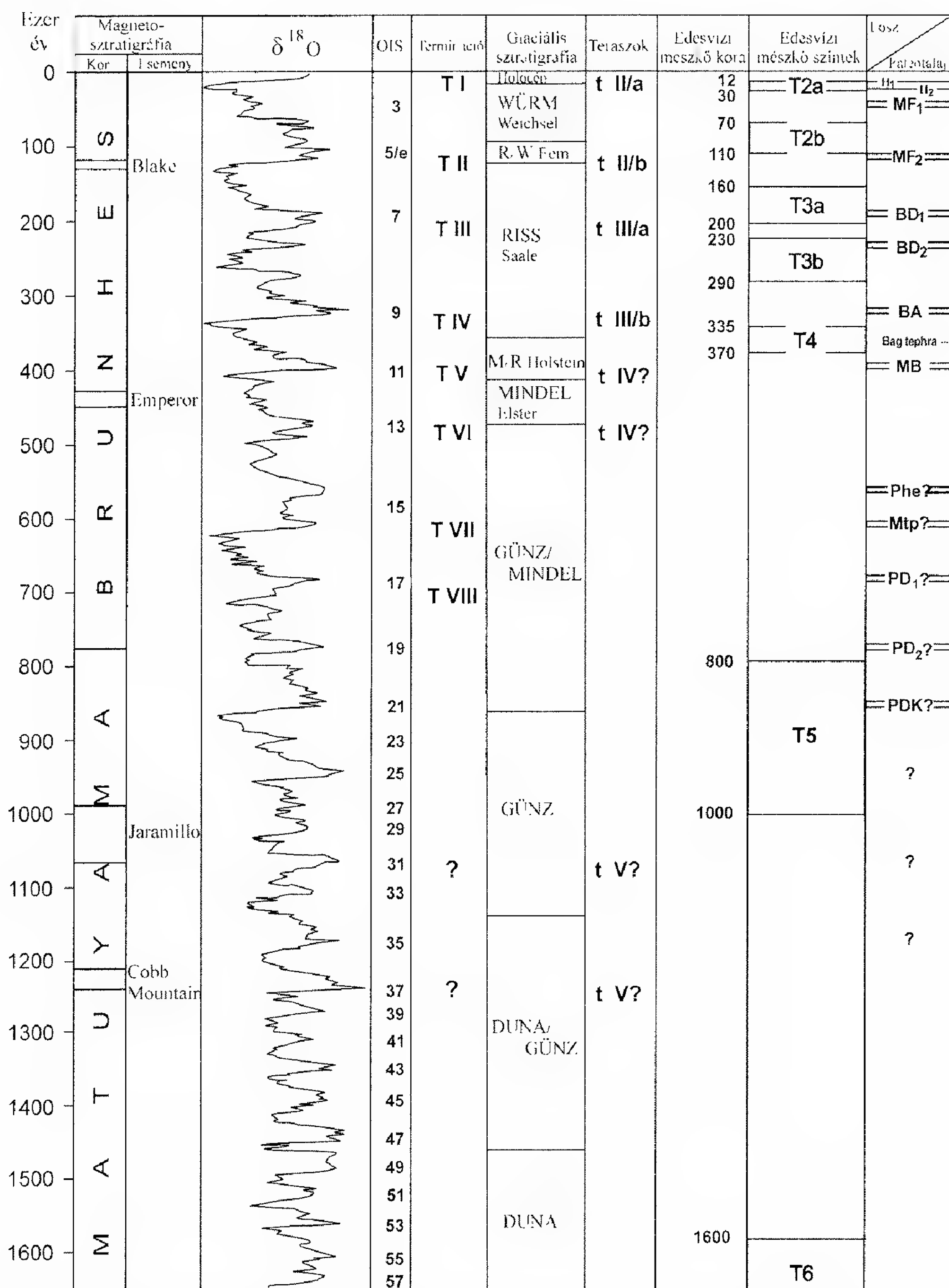
GÁBRIS & NAGY 2005) — valamint az ezt követő legidősebb driász korú lehűlés, majd a boelling elejének újabb, még erősebb felmelegedése, mind-mind szerepet játszott abban, hogy a Duna kiegyenlített állapotából a küszöbértéket meghaladó változásokba átlendülve, bevágó eróziót végezzen, s kivésse a II/a teraszt.

A legfiatalabb ármentes szint tehát még a pleisztocén legvégén, vagyis a legutolsó, I-es termináció elején bekövetkezett erős bevágódás következtében vált valódi terasszá. A II/a terasztest folyóvízi eredetű anyagának lerakása viszont az ezt megelőző 2–3–4-es oxigénizotóp-stádiumok hosszú, több tízezer évig tartó szakaszában történhetett meg (*5. ábra*).

A ***II. termináció*** a 6. oxigénizotóp-szakaszból (a riss vége) az OIS 5e stádiumba, vagyis az utolsó interglaciálisba (a kb. 130–120 ezer évvel ezelőtti eem interstadiális) átvezető gyors felmelegedés ideje, amely mintegy 8000 évig tarthatott (BROECKER & HENDERSON 1998). A gyors klímaváltozás következménye szintén bevágódás, ami a II/b terasz kivésését eredményezte. Ezt a szintet PÉCSI 1959-es munkájában riss végi, vagy würm eleji folyópárkánynak tartotta, paleontológiai bizonyítékok alapján ugyanis eldönthetetlennek bizonyult a felkavicsolódás ideje (a fauna csak a terasztest anyagának felhalmozódását jelzi). Ha azonban a teraszt befedő későbbi képződmények kora meghatározható, a bevágódás, tehát a terasz kiformálódásának a kettő közé eső időpontja pontosabban becsülhető. A legtöbb, független kormeghatározási mérésből származó koradat a II/b szintet fedő édesvízi mészkőrétegekből származik.

Számos szerző több tanulmányából a következő adatsort sikerült összegyűjteni. Óbudán a II/b-nek leírt szint feletti taravertinóból 70 ezer éves mérési adat ismert (SCHEUER & SCHWEITZER 1988). A tatai II/b teraszon fekvő édesvízi mészkő rétegsorának a középső része 70 ezer éves (PÉCSI & OSMOND 1973; PÉCSI 1973). Ugyanonnan, de alsóbb rétegből HENNIG et al. (1983) 101 ka ±10 és 98 ka ±8 évet mért. SCHWARCZ (1980) 120–105 ka ±6 és SCHWARCZ & SKOFLEK (1982) 99,4 ka adatai, az előzőekkel együtt mind a II. termináció utáni időpontok! Vértesszőlősnél azonban az édesvízi mészkő korábbi képződésére utaló mérési eredmények is születtek, bár ha a hibahatárt tekintjük, még HENNIG et al. (1983) 135±12 (123 ka ±25 ESR) adatai is jelezhetik még a II. terminációt követő időt. *Tehát a hazai nevezéktanban II/b teraszként számontartott szint képződésének korát, pontosabban a terasz kivésését, rögzíthetjük a II. terminációra.* PÉCSI (1959) megengedő, bizonytalan kormegjelölésében a felkavicsolásra a riss legvége bizonyulhat a jó időpontnak.

A ***III. termináció*** a hideg 8. oxigénizotóp-szakaszból a meleg OIS 7. szakaszba átvezető gyors klímaváltozás ideje, ami kb. 220–190 ezer évvel ezelőtt zajlott le. Az átmenet görbéje nem hasonlít a többihez, kevésbé jellegzetes, melegebb szintről indul és elhúzódó. A tárgyalt modellünk szerint a III. terasz kialakulása lenne ehhez kapcsolható, de az ide sorolt, édesvízi mészkővel fedett teraszszintek radiometrikus meghatározással nyert koradatai két csoportra oszthatók. A Kiscelli-fennsík édesvízi mészkövének Th/U kora 175–190 ezer év (SCHEUER & SCHWEITZER 1988), a Tata-Tóváros III-as teraszán fekvő 2 m vastag travertínó kora pedig 190 ezer év (PÉCSI & OSMOND 1973). A budai Várhegy déli alacsony szintjén HENNIG munkacsoportja (1983) 160±30 ezer évet mért a mészkő korára. Más III-as teraszt fedő rétegek ennél kissé idősebbek: Vértesszőlősnél a III. terasz feletti édesvízi mészkő rétegek korára 219±40 ezer, valamint 202±80 ezer év (SCHWARCZ & LATHAM 1990) adódott.



5. ábra. A magyarországi folyóteraszok, édesvízi mészkőképződmények és paleotalajok összekapcsolása az oxigénizotóp-görbével és a szárazföldi glaciális–interglaciális kronológiával (GÁBRIS 2006)

Figure 5. Correlation between the river terraces, travertino layers, palaeosoils and the oxygen isotope stratigraphy (GÁBRIS 2006)

Az adatok értelmezéséhez abból kell kiindulni, hogy a II. terasz megkettőződésének bizonyítása után (l. előbb), az ötvenes évektől a riss klimatikusan kettős osztatából kiindulva a hazai folyók völgyében lázasan keresték a III. szint hasonló duplázódását. Az akkori kormeghatározási lehetőségek mellett — melyek gyakorlatilag kimerültek a paleontológiai módszerekben és az akkor még kevéssé fejlett löszkutatás eredményeinek relatív rendszereiben — ez természetesen nem sikerülhetett. Később is csak egyetlen leírás esetében tekinthető a III/a terasz kimutatása elfogadhatónak (SCHWEITZER in PÉCSI et al. 1988). Jelen tanulmány elkészítésekor a folyóvízi teraszokat fedő édesvízi mészkövek különféle radiometrikus mérési módszerekkel nyert koradatainak összegyűjtése és együttes értékelése során azonban arra a következtetésre lehetett jutni, hogy a *III. terminációhoz a fent jelzett helyeken kapcsolódik egy kimutatható szint kialakulása, aminek morfológiai megjelenését III/a teraszként értelmezhetjük.*

A mintegy 330–315 ezer évvel ezelőtt végbement ***IV. termináció*** a meleg 9. oxigénizotóp-stádiumba vezető átmenet volt. Az előzőekhez hasonlóan elsősorban a Vértesszőlősi szelvényben található forrásmészkövek korának alapján lehet véleményt mondani az eseményekről. A 225±35 ezer, >250 ezer (CHERDINTSEV & KAZACHEVSKI 1990), ill. 248±67 ezer év (HENNIG et al. 1983) adatsor azt mutatja, hogy ezek a mészkövek a IV. termináció után, de a III. előtt rakódtak le az Által-ér folyóvízi üledékeiből álló párkányra. Dunaalmáson a régebben (gondolatmenetünkből adódóan tévesen) II/b-nek leírt szintet betakaró édesvízi mészkő korára 291±82 ezer év (HENNIG et al. 1983) adódott. Ebből következtethetően *IV. termináció idejére* is tehető egy szint kialakulása, ezt *III/b terasznak nevezhetjük.*

A 11. izotópszakaszba 410–390 ezer évvel ezelőtt átvezető ***V. termináció*** hőmérsékleti görbéje különös módon szinte megegyezik az első termináció lefutásával. Még a fiatalabb driásznak megfelelő hőmérsékletesés is benne van a görbében (SPAHNI et al. 2005). Ismét az édesvízi mészkövekhez fordulva a következő adatsort kapcsolható ehhez az átmenethez: Vértesszőlős 350 ezer Th/U, 333 ezer ESR (HENNIG et al. 1983), >350 ezer (SCHWARCZ & LATHAM 1990), ill. 370 ezer év (CHERDINTSEV & KAZACHEVSKI 1990). Ezek a korok azt látszanak alátámasztani, hogy az *V. termináció idején a fentiek szerint végbement folyóvízi bevágódás a IV. számú terasz kialakulási ideje lehetett.* A fenti korokkal jellemezhető édesvízi mészkövek erre a szintre rakódtak le.

Az eddigi kutatási eredmények alapján azonban egyes teraszok általánosan elfogadott korbeosztását módosítani szükséges. Elsősorban a vértesszőlősi szinteket említem példaképpen. A fenti első két adat ugyanis a PÉCSI (1990) szerinti V. teraszból származik. A koradatok rávilágítanak, hogy e beosztáson változtatni kell. Megjegyzendő, hogy más helyeken is hasonló átsorolásokat kellene végezni. Az előbb említett duanalmási II/b-n kívül még egy példa csupán: a basaharci II/b terasz a benne talált BD és BA fosszilis talajok, valamint bagi tefra alapján legalább a III. (pontosabban III/b) de esetleg a IV. terasszal azonosítható (*5. ábra*).

A sokkal részletesebben, több kutatócsoport által igen sokoldalúan vizsgált budai Várhegyet fedő édesvízi rétegek tanulmányozásának eredményei azonban a IV. terasz korát új megvilágításba helyezik. Az édesvízi mészkő alatt meleg száraz klímán, füves környezetben lerakódott folyóvízi üledék van, de a kavics- és homokrétegek nem dunai eredetűek, hanem az Ördög-árok és egyéb budai-hegységbeli patakokból származnak. Ettől függetlenül az üledékek a néhány száz méterre folyó

Duna szintjéhez igazodnak és valószínűleg a IV. teraszt jelölik (SCHWEITZER in KROLOPP et al. 1976). E rétegek kora a fauna alapján a 14. vagy 12. izotópszakasz lehet (KORDOS 2004/05). A teraszt fedő kezdeti rétegek meleg (50–60 °C) karsztforrásokból rakódtak le, majd az éghajlat hűlése nyomán a mészkőképződés megszűnt. Ekkor a travertínó tetején karsztosodás és talajképződés zajlott le. Ennek kora a 11. oxigénizotóp-stádium lehet (KORDOS 2004/05), amely stabil hőmérsékleti viszonyokkal, meglehetősen egyenletes CO_2-tartalommal, mintegy 30 000 évig tarthatott. Majd felújult az édesvízi mészkő képződése (30–50 °C), melynek Th/U kora 358±60 ezer év (HENNIG et al. 1983). A hideg, száraz klímán a források ismételt és végleges elapadása következett be, majd löszképződés játszódott le, ami legfeljebb az OIS 10-hez, vagy inkább valamelyik későbbi hideg szakaszhoz kapcsolódhat. A fentiek szerint amennyiben a teraszkavicsban levő fauna a 14. OIS-ből származik, a budavári *IV. terasz kivésése már az OIS 14–13 átmenetében*, vagyis a ***VI. termináció idején*** megtörténhetett, és erre települt rá több rétegben a forrásmészkő; a felszíni karsztosodás és talajképződés pedig a mindel–riss interglaciálissal (Holstein) azonosítható meleg OIS 11 végére időzíthető. KORPÁS et al. (2004) magnetosztratigráfián alapuló korbecslései (a folyamat 1,07 millió évvel ezelőtt kezdődött és 493 ezer évvel ezelőtt zárult; a paleotalaj kora 720 000 év) semmilyen más tanulmány számadataival nem egyeznek, ezért ezeket nem építhettem be a gondolatmenetbe. Megjegyzendő, hogy ha a rétegsorban kimért mágneses fordulatot nem a Brunhes–Matuyama, hanem a Brunhesen belül egy mágneses esemény határaként interpretáljuk (pl. Emperor 446–449 ezer év), a tanulmány eredményei beilleszthetők a fenti rendszerbe.

Visszatérve a 13. izotópstádiumba vezető ***VI. termináció*** (kb. 495 000–480 000 év) tulajdonságaira, megállapítható, hogy ez mutatja a glaciális és interglaciális szakasz közötti legkisebb hőmérsékleti különbséget (DELMOTTE et al. 2004). Az elhúzódó átmenet során két, viszonylag gyengébb felmelegedési ritmust mutattak ki. A fentieket átgondolva jelenlegi ismereteink szerint nehezen eldönthető, hogy a IV. terasz kivésése vajon az V. vagy a VI. terminációhoz kapcsolható-e. *Felmerülhet az a gondolat is, hogy az adatokat a IV. terasz megkettőződéseként értékeljük.*

A ***VII. termináció*** (átmenet az OIS 15-be) igen gyors volt, és mintegy 5000 év alatt zajlott le 628–623 ezer között (SIEGENTHALER et al. 2005). DELMOTTE et al. (2004) kutatási eredményei szerint ez a váltás nemcsak rövidebb, de kisebb hőmérsékletváltozással járt, mint a III. kivételével bármelyik fiatalabb átmenet. Morfológiai hatásai ezért gyöngébbnek tételezhetők fel. Az OIS 17-be vezető ***VIII. terminációról*** (kb. 720–700 ka idején) ma még elég keveset tudunk. Az azonban jelenlegi ismereteink alapján is biztosnak tűnik, hogy folyóink eggyel magasabb–idősebb terasza, az V. terasz kialakulása ezen események (VII.–VIII. termináció) előtt mehetett végbe. Adataink azonban nem elegendőek pontosabb kor kijelöléséhez.

Következtetések

A tanulmány a korábbi és a legfrissebb hazai kutatási eredményeket áttekintve és értékelve kapcsolatokat kísérel meg kijelölni az oxigénizotóp-rétegtan mögött meghúzódó klimatikus alapokból következő környezeti – földrajzi mozgatórugók

és a felszínalakító folyamatok eseményei (pl. a lösz–paleotalaj-sorozatok, folyóteraszok, édesvízi mészkövek kialakulása) valamint azok konkrét időrendje között. Ebben az az általános cél vezette a szerzőt, hogy az oxigénizotóp-szakaszokhoz (OIS), sőt az azokon belüli kisebb periódusú ingadozásokhoz igazítsa a pleisztocén hazánkban felismert, és klimatikusan szabályozottnak tartott jelenségeit, ezzel kísérelve meg korrelálni az egymástól távoli eseményeket, üledékeket, képződményeket.

A különböző fizikai alapú független módszereknek — mint a változatos radiometrikus kormeghatározások, a magnetosztratigráfia, a lumineszcens kormeghatározás különféle változatai, a közbetelepült rétegek (pl. az édesvízi mészkövek ill. tefrarétegek) vizsgálata, az aminosav sztratigráfia, a mágneses szuszceptibilitás görbe meghatározása a rétegsorban stb. — magyarországi feltárásokban nyert és a tanulmányban részletezett eredményei elvezettek az oxigénizotóp-stádiumoknak a hazai löszfeltárások általánosított szelvényében szereplő fosszilis talajokkal történő *2. ábrán* bemutatott összekapcsolásához. Továbbá követhető itt ennek az alpi és az északnyugat-európai glaciális és kronosztratigráfiai egységekhez, valamint a paleomágneses eseményekhez való viszonya is.

A tanulmány második részében a globális pleisztocén kronosztratigráfia és folyóteraszaink időrendjének összekapcsolására az az új gondolat szolgált, hogy a teraszok anyagának lerakódása, a felkavicsolás hosszú időszaka a glaciális ciklusok lassú, visszaesésekkel terhelt lehűlő ideje volt, a terasz formai létrehozását, annak kivésését, viszont a gyorsan melegedő terminációk idején néhány ezer, esetleg egy-két tízezer év alatt bekövetkező mélyítő erózió eredményezte. A teraszképződés újfajta magyarázatául szolgáló küszöbelméletnek a kulcsa ugyanis a folyóvízi folyamatoknak a klíma gyors és erős változása (termináció) alatt, — és nem utána a megváltozott klíma során — beálló átalakulásban rejlik. A teraszok e rendszerben történt kialakulásának bizonyítását a szerző hazai teraszkutatások több évtizede alatt leírt és a szakirodalomból idézett adatok, elsősorban a teraszokat fedő képződmények, valamint néhány újabb kutatás eredményei alapján kísérelte meg. Az *5. ábra* ebbe az új rendszerbe foglaltan szemlélteti a pleisztocén klímaváltozásokat tükröző oxigénizotóp-görbe összekapcsolását a negyedidőszaki felszínalakulás éghajlat indukálta különféle eseményeivel (a folyóteraszokkal, az azokat fedő édesvízi mészkövek, lösz-paleotalaj sorozatok keletkezésével) és azok korával. Így a II/a terasz az I. termináció, a II/b pedig a II. termináció során végbement bevágódás során alakult ki. A korábban III. és a IV. terasznak leírt szinteket fedő üledékek kora pedig azt jelzi, hogy — legalábbis a tanulmányban elemzett, független kormeghatározási módszerrel datált néhány szint esetében — a II-es teraszhoz hasonlóan ezek is megkettőződtek, mivel kiformálódásuk a III., IV., V., VI. terminációkhoz kapcsolható. Az idősebb V. és VI. terasz korának e rendszerben történő kijelöléséhez jelenlegi adataink még nem elegendőek.

Köszönetnyilvánítás

A tanulmány elkészítését nagyban elősegítette az OTKA T 047176. számú pályázatából kapott támogatás.

Irodalom — References

de Abbreu, C., Abrantes, F. F., Shackleton, N. J., Tzedakis, P. C., McManus, J. F., Oppo, D. W. & Hall, M. A. 2005: Ocean climate variability in the eastern North Atlantic during interglacial marine isotope stage 11: A partial analogue to the Holocene? — *Paleoceanography* **20**, PA3009, doi:10.1029/2004PA001091.

Balogh J. 1997: The Blake paleomagnetic event in the Basaharc Double paleosol complex of loessprofiles Paks, Mende and Basaharc, Hungary. — *Zeitschrift für Geomorphologie.* Supplementband 110, 85–93.

Bariss M. 1954: Az eljegesedések okai és a Milankoviæ-Bacsák elmélet (Második rész). — *Földrajzi Közlemények* 78/2, 11–46.

Borsy Z., Csongor É., Lóki J. & Szabó I. 1985: Újabb koradatok a bodrogközi futóhomok mozgásainak idejéhez. — *Acta Geographica Debrecina* **22**, 5–16.

Borsy Z., Csongor É., Sárkány S. & Szabó I. 1982: A futóhomok mozgásának periódusai az Alföld ÉK-i részében. — *Acta Geographica Debrecina* **20**, 5–33.

Borsy, Z., Félszerfalvy, J. & Szabó, P. 1979: Thermolumineszcence dating of several layers of the loess sequences at Paks and Mende (Hungary). — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* **22**, 451–459.

Broecker, W. S. & van Donk, J. 1970: Insolation changes, ice volumes and the O^{18} record in deep-sea cores. — *Rev. Geophys. Space Phys.* **8**, 169–198.

Broecker, W. S. & Henderson, G. M. 1998: The sequence of events surrounding Termination II and their implications for the cause of glacial-interglacial CO_2 changes. — *Paleoceanography* **13**, 352–364.

Bulla B. 1934: A magyarországi löszök és folyóteraszok problémái. — *Földrajzi Közlemények* **62**, 136–149.

Bulla B. 1937: Der Pleisztozäne Löß im Karpathenbecken. I.–II. — *Földtani Közlöny* **67**, 196–216. és 289–309.

Bulla, B. 1938: Der Pleisztozäne Löß im Karpathenbecken. III. — *Földtani Közlöny* **68**, 33–58.

Bulla B. 1941: A Magyar medence pliocén és pleisztocén terraszai. — *Földtani Közlöny* **69**, 199–230.

Bulla B. 1954: Általános természeti földrajz II. — *Tankönyvkiadó*, Budapest, 549 p.

Bulla B. 1956: Folyóteraszproblémák. — *Földrajzi Közlemények* **4 (81)**, 121 -141.

Butrym, J. & Maruszczak, H. 1984: Thermoluminescence chronology of younger and older loesses. — In: Pécsi, M. (ed.): Lithology and stratigraphy of loess and paleosol. Budapest, *Geogr. Research Inst.*, 195–199.

Cande, S. C. & Kent, D. V. 1992: A new geomagnetic polarity time scale for Cretaceous and Cenozoic. — *Journal of Geophysical Research* **97**, (B10), 13917–13951

Cherdintsev, V. V. & Kazachevski, I. V. 1990: Absolute date of the travertine samples. — In: Kretzoi, M. & Dobosi, V. (eds): Vértesszőlős - man, site and culture. *Akadémiai Kiadó*, Bp., p. 447.

Cholnoky J. 1923: Általános földrajz III. — *Danubia kiadása*, Pécs, 251 p.

Cholnoky J. 1925: A folyóvölgyekről. *MTA Math. és Term. Tud. Ért.* **36**, 101–108.

Codarcea, V. 1977: A paksi és mohácsi löszszelvények fő nehézásványainak százalékos megoszlása. — *Földrajzi Közlemények* **25 (101)**, 138–143.

Delmotte, M., Chappellaz, J., Brook, E., Yiou, P., Barnola, J. M., Goujon, C., Raynaud, D. & Lipenkov, V. I. 2004: Atmospheric methane during the last four glacial-interglacial cycles: Rapid changes and their link with Antarctic temperature. — *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* **109** (D12): Art. No. D12104 JUN 24

EPICA Community Members 2004: Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. — *Nature* **429**, 623–628.

Frechen, M., Horváth, E. & Gábris, Gy. 1997: Geochronology of Middle and Upper Pleistocene loess sections in Hungary. — *Quaternary Research* **48**, 291–312.

Gábris Gy. 1997: Gondolatok a folyóteraszokról. — *Földrajzi Közlemények* **121**, (45), 3–16.

Gábris Gy. 2003: A földtörténet utolsó 30 ezer évének szakaszai és a futóhomok mozgásának főbb periódusai Magyarországon. — *Földrajzi Közlemények* **127 (51)**, 1–14.

Gábris Gy. 2006: A magyarországi folyóteraszok kialakulásának és korbeosztásának magyarázata az oxigénizotóp sztratigráfia tükrében. — *Földrajzi Közlemények* **130 (54)**, 123–133.

Gábris, Gy., Horváth, E., Novothny, Á. & Ujházy, K. 2000: Environmental changes during the Last-, Late- and Postglacial in Hungary. - In: Kertész, Á. & Schweitzer, F. (eds): Physico-geographical Research in Hungary, Studies in Geography in Hungary 32. — *Akadémiai Kiadó*, Budapest, 47–61.

Gábris, Gy., Horváth, E., Novothny, Á. & Ujházy, K. 2002: History of environmental changes from the Last Glacial period in Hungary. — *Praehistoria* **3**, 9–22.

GÁBRIS, GY. & NAGY, B. 2005: Climate and tectonic controlled river style changes on the Sajó–Hernád alluvial fan (Hungary). — In: HARVEY, A. M., MATHER, A. E. & STOKS, M. (eds): Alluvial fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* **251**, 61–67.

GHEYH, M. A. & MULLER, H. 2005: Numerical Th-230/U dating and a palynological review of the Holsteinian/Hoxnian Interglacial. — *Quaternary Science Reviews* **24/16–17**, 1861–1872.

GIBBARD, P. & VAN KOLFSCHOTEN, T. 2005: The Pleistocene and Holocene Epochs. — In: GRADSTEIN, F. H., OGG, J. G. & SMITH, A. G.: A Geologic Time Scale 2004. *Cambridge Univ. Press*, 441–452.

GREEN, C. P. & MCGREGOR, D. F. M. 1987: River terraces: A stratigraphical record of environmental change. — In: GARDINER V. (ed.): Proceedings of the First International Geomorphology Conf. 1986. Part I. J. Wiley & Sons Ltd, 977–987.

HAHN GY. 1969: Több mint 100 éves a magyar löszkutatás. — *Földtani Kutatás* **12**, 29–48.

HAHN, GY. 1985: Problems of granulometry of loess. — In: PÉCSI, M. (ed.): Loess and Quaternary. Chinese and Hungarian Case Studies. *Akadémiai Kiadó*, Budapest, 105–111.

HAHN GY. 1989: A magyarországi löszök kronosztratigráfiája és gyakorlati hasznosításuk. Akadémiai doktori értekezés. — *Kézirat*, MTA FKI.

HENNIG, G. J., GRUN, R., PÉCSI, M. & BRUNACKER, K. 1983: Th-230/U-234 — sowie ESR-Alterbestimmungen einiger Travertine in Ungarn. — *Eiszeitalter und Gegenwart* **33**, 9–19.

HEVESI A. 1976: Kászonújfalvi Szabó János (1767–1858) pályája és földrajzi munkássága. — *Földrajzi Értesítő* **25**, 417–430.

HORVÁTH, E. 2001: Marker horizons in the loesses of the Carpathian Basin. — *Quaternary International* **76/77**, 157–163.

HORVÁTH E. & BRADÁK B. 2003: A mágneses szuszceptibilitás módszerének alkalmazása lösz-paleotalaj sorozatok vizsgálatában. — *Földrajzi Közlemények* **127 (60)**, 15–22.

HORVÁTH E. & BRADÁK B. 2004: Néhány magyarországi löszfeltárás szuszceptibilitás szelvényének értelmezése. — *A 2. Magyar Földrajzi Konferencia Tudományos Közleményei*, Szeged CD-ROM kiadás.

HORVÁTH E., GÁBRIS GY. & JUVIGNÉ, E. 1992: Egy pleisztocén vezérszint a Kárpát medencében: a Bag Tefra. — *Földtani Közlöny* **122**, 233–249.

HORVÁTH E., NOVOTHNY Á. & FRECHEN, M. 2006: Bulla löszsztratigráfiája a legújabb abszolút kormeghatározások tükrében. — *Földrajzi Közlemények* **130 (55)**, in press.

JAHN, A. 1956: The action of rivers during the Glacial epoch and the stratigraphic significance of fossil erosion surfaces in Quaternary deposits. — *Przeglad Geogr.* 28, Suppl. Band, 101–104.

KÁDÁR L. 1960: Hordalékmozgás és szakaszjelleg. — *Földrajzi Értesítő* **9**, 309–329.

KÉZ A. 1934: A Duna győr–budapesti szakaszának kialakulásáról. — *Földrajzi Közlemények* **62**, 175–193.

KÉZ A. 1942: Az erózióról és a teraszokról. — *Földrajzi Közlemények* **70**, 1–32.

KIS É. 2001: Negyedidőszaki (lösz- és löszszerű) üledékek vizsgálata a Kárpát-medencében. — *Földrajzi Értesítő* **50**, 85–100.

KORDOS, L. 2004/05: Stratigraphy of the Middle Pleistocene „Buda Culture" of the Castle Hill, Budapest (Hungary). — *Praehistoria* **4**–5, 9–32.

KORPÁS, L., KOVÁCS-PÁLFFY, P., LANTOS, M., FÖLDVÁRI, M., KORDOS, L., KROLOPP, E., STUBEN, D. & BERNER, ZS. 2004: Sedimentology, geochemistry, chronology and paleokarszt evolution of Quaternary thermal lacustrine travertine. An integrated case study from Vár-hegy, Budapest, Hungary. — *Földtani Közlöny* **134**, 541–562.

KOZARSKI, S. 1991: Warhta — a case study of a lowland river. — In: STARKEL, L., GREGORY, K. & THORNES, J. (eds): Temperate Palaeohydrology. J. Wiley and Sons Ltd, London, 189–215.

KRIVÁN P. 1955: A közép-európai pleisztocén éghajlati tagolódása és a paksi alapszelvény. — *MÁFI Évkönyve* **43**, 365–400.

KRIVÁN P. & RÓZSAVOLGYI J. 1964: Andezittufit vezetőszint a magyarországi felsőpleisztocén (Rissi) löszszelvényekből. - *Földtani Közlöny* **94**, 257–265.

KROLOPP E. 1977: A magyarországi negyedkori üledékek abszolút kronológiai adatai. — *Földrajzi Közlemények* **25 (101)**, 230–232.

KROLOPP, E. 1983: Biostratigraphic division of Hungarian pleistocene formations according to their mollusc fauna. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* **26**, 62–82.

KROLOPP, E., SCHWEITZER, F., SCHEUER, GY., DÉNES, GY., KORDOS, L., SKOFLEK, I. & JÁNOSSY, D. 1976: Quaternary Formation of the Castle Hill in Buda. — *Földtani Közlöny* **106**, 193–228.

KUKLA, G. 1970: Correlation between loesses and deep-sea sediments. — *Geol. Fören. Stockholm Förhandl.* **92**, 148–180.

Kukla, G. 1977: Pleistocene land-sea correlations. I. Europe. — *Earth-Science Reviews* **13**, 307–377.

Lóki, J., Hertelendi, E. & Borsy, Z. 1994: New dating of blown sand movement in the Nyírség. — *Acta Geogr. Debrecina* **32**, 67–76.

Lu, Y. 1991: TL datierung die Loessprofile von Basaharc, Mende und Paks in Ungarn. — *Manuscript MTA FKI*

Marosi S. 1955: A Csepel-sziget geomorfológiai problémái. — *Földrajzi Értesítő* **4**, 279–300.

Márton, P. 1979a: Paleomagnetism of the Mende brickyard exposure. — *Acta Geologica Acad. Sci. Hung.* **22**, 403–407.

Márton, P. 1979b: Paleomagnetism of the Paks bricyard exposures. — *Acta Geologica Acad. Sci. Hung.* **22**, 445–449.

Milankovitsch, M. 1930: Matematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen. — In: Köppen, W. & Geiger, R. (Hrgst.): Handbuch der Klimatologie I. Borntraeger, Berlin, 1 176.

Novothny Á. 2002: Az albertirsai löszfeltárás lumineszcens kormeghatározása. — *Földtani Közlöny* **132/különszám**, 151–160.

Novothny, Á., Horváth, E. & Frechen, M. 2002: The loess profile at Albertirsa, Hungary — improvements in loess stratigraphy by luminescence dating. — *Quaternary International* **95–96**, 155–163.

Oches, E. A. & McCoy, W. D. 1995: Aminostratigraphic evaluation of conflicting age estimates for the "Young Loess" of Hungary. — *Quaternary Research* **44**, 160–170.

Oches, E. A. & McCoy, W. D. 2001: Historical developments and recent advances in amino acid geochronology applied to loess research: examples from North America, Europe and China. — *Earth-Science Reviews* **54**, 173–192.

Pécsi M. 1959: A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaktana. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 345 p.

Pécsi M. 1967: A löszfeltárások üledékeinek genetikai osztályozása a Kárpát-medencében. — *Földrajzi Értesítő* **16**, 1–9.

Pécsi M. 1971: Geomorfológia (mérnökök számára). — Tankönyvkiadó, Budapest, 243 p.

Pécsi M. 1973: A vértesszőlősi ópaleolit ősember telephelyének geomorfológiai helyzete és abszolút kora. — *Földrajzi Közlemények* **98 (21)**, 115–119.

Pécsi M. 1975: A magyarországi löszszelvények litosztratigráfiai tagolása. — *Földrajzi Közlemények* **99 (23)**, 217–230.

Pécsi, M. 1982: The most typical loess profiles in Hungary. — In: Pécsi, M. (ed.): Quaternary Studies in Hungary. Geogr. Research Institute, Budapest, 325 p.

Pécsi, M. 1985: Chronostratigraphy of Hungarian loesses and the underlying subaerial formation. — In: Pécsi, M. (ed.): Loess and the Quaternary. Chinese and Hungarian case studies. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 33–49.

Pécsi, M. 1990: Geomophological position and absolute age of the Vértesszőlős lower paleolithic site. — In: Kretzoi, M. & Dobosi, V. (eds): Vértesszőlős - site, man and culture. Akadémiai Kiadó, Budapest, 27–41.

Pécsi M. 1993: Negyedkor és löszkutatás. — *Akadémiai Kiadó*, Budapest, 375 p.

Pécsi M., Gerei L., Schweitzer F., Scheuer Gy. & Márton P. 1988: Ciklikus éghajlatváltozás és rosszabbodás visszatükröződése a magyarországi löszök és eltemetett talajok sorozatában. — *Időjárás* **92**, 75–86.

Pécsi, M., Heller, F., Schweitzer, F., Balogh, J., Balogh, M. & Havas, J. 1995: A new loess-paleosol sequence of Paks in Hungary. — *Loess inForm* **3**, Geographical Research Institute, Budapest, 63–79.

Pécsi, M. & Osmond, J. K. 1973: Geomorphological position and absolute age of the settlement of Vértesszőlős and Lower Paleolitic man in Hungary. — *9th Congress of INQUA*.

Pécsi M. & Pevzner, M. A. 1974: Paleomágneses vizsgálatok a paksi és a dunaföldvári löszösszletekben. — *Földrajzi Közlemények* **98 (22)**, 215–224.

Pécsi, M., Scheuer, Gy. & Schweitzer, F. 1988: Neogen and Quaternary geomorphological surfaces and lithostratigraphical units in the Transdanubian Mountains. — In: Pécsi, M. & Starkel, L. (eds): Paleogeography of Carpathian Regions. Akadémiai Kiadó, Budapest, 11 41.

Pécsi-Donáth, É. 1985: On the mineralogical and pedological properties of the younger loess in Hungary. — In: Pécsi, M. (ed.): Loess and the Quaternary. Chinese and Hungarian case studies. *Akadémiai Kiadó*, Budapest, 93–104.

PÉCSI-DONÁTH, É. 1987: Mineralogical and granulometric analysis of the „old loess sequences" of Hungary. — In: PÉCSI, M. & FRENCH, H. (eds): Loess and periglacial phenomena. *Akadémiai kiadó,* Budapest, 43–50.

POUCLET, A., HORVÁTH, E., GÁBRIS, GY. & JUVIGNÉ, J. 1999: The Bag Tephra, a widespread tephrochronological marker in Middle Europe: chemical and minerological investigations. — *Bulletin of Volcanology* 60, 265–272.

SARNTHEIN, M. 1986: The Holstein interglaciation — Time-stratigraphic position and correlation to Stable-isotope stratigraphy of deep-sea sediments. — *Quaternary Research* 26, p. 283.

SCHEUER GY. & SCHWEITZER F. 1988: A Gerecse- és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei. — *Földrajzi Tanulmányok* 20, Akadémiai Kiadó, Budapest, 120 p.

SCHUMM, S. A. 1979: Geomorphic thresholds — concept and its applications. — *Transactions of the Institute of British Geographers* 4, 485–515.

SCHWARCZ, H. P. 1980: Absolute age determination of archaeological sites by uranium-series of travertines. — *Archaoemetry* 22, 3 24.

SCHWARCZ, H. P. & LATHAM, A. G. 1990: Absolute age determination of travertines from Vértesszőlős. — In: KRETZOI, M. & DOBOSI, V. (eds): Vértesszőlős – man, site and culture. *Akadémiai Kiadó,* Bp, 549–552.

SCHWARCZ, H. P. & SKOFLEK, I. 1982: New data from the Tata, Hungary archeological site. — *Nature,* 590–591.

SIEGENTHALER, U., STOCKER, T., MONNIN, E., LUTHI, D., SCHWANDER, J., STAUFFER, B., RAYNAUD, D., BARNOLA, J-M., FISCHER, H., MASSON-DELMOTTE, V. & JOUZEL, J. 2005: Stable carbon cycle–climate relationship during the Late Pleistocene. — *Science* 310, 1313–1317.

SINGHVI, A. K., BRONGER, A., SAUER, W. & PANT, R, K. 1989: Thermoluminescence dating of Loess -Paleosol sequences in the Carpathian Basin (East-Central Europe: a suggestion for a revised chronology. — *Chemical Gelogy (Isotope Geosccince Section)* 73, 307–317.

SPAHNI, R., CHAPPELLAZ, J., STOCKER, T. F., LOULERGUE, L., HAUSAMMANN, G., KAWAMURA, K., FLÜCKIGER, J., SCHWANDER, J., RAYNAUD, D., MASSON-DELMOTTE, V. & JOUZEL, J. 2005: Atmospheric methane and nitrous oxid of the Late Pleistocene from the Antarctic ice cores. — *Science* 310, 1317–1321.

STARKEL, L. 1983: Progress of research in the IGCP Project No. 158, Subproject A. Fluvial environment. — *Quaternary Studies in Poland* 4, 9–18.

SUMEGI, P. 2005: Loess and Upper paleolithic environment in Hungary. — *Aurea Kiadó,* Nagykovácsi, 312 p.

SUMEGI, P., KROLOPP, E. & HERTELENDI, E. 1998: Palaeoecological reconstruction of the Ságvár-Lascaux Interstadial. — *Acta Geogr. Debrecina* 34, 165–180.

SZÉKELY A. 1971: A folyóvizek munkaképességének megismerése, különös tekintettel a Budapesti Egyetem professzorainak munkásságára egy évszázad alatt. — *Földrajzi Közlemények* 19 (96), 248–290.

SZILÁRD J. 1983: Dunántúli és Duna-Tisza közi löszfeltárások új szempontú litológiai értékelése és tipizálása. — *Földrajzi Értesítő* 32, 109–166.

TRÉVISIAN, K. 1949: Genèse de terrasses fluviatiles en relation avec les cycles climatiques. — *Compte Rendu du Congr. Intern. Géogr.,* Lisbon, vol 2.

UJHÁZY K. 2002: A dunavarsányi garmadabucka fejlődéstörténete radiometrikus kormeghatározások alapján. — *Földtani Közlöny* 132/különszám, 175–183.

UJHÁZY, K., GÁBRIS, GY. & FRECHEN, M. 2003: Ages of periods of sand movement in Hungary determined through luminescence measurements. — *Quaternary International* 111, 91–100.

VANDENBERGHE, J. 1987: Changing fluvial processes in small lowland valleys at the end of the Weichselian Pleniglacial and during the Late Glacial. — *First Internat. Geomorph. Congr. Manchester, Proceedings, J.* Willey & Sons, 731–744.

VANDENBERGHE, J., KASSE, C., BOHNCKE, S. & KOZARSKI, S. 1994: Climate-related river activity at the Wechselian–Holocene transition: a comparative study of the Wartha and Maas rivers. — *Terra Nova* 6, 476–485.

WINTLE, A. G. & PACKMAN, S. C. 1988: Thermoluminescence ages for three sections in Hungary. — *Quaternary Science Reviews* 7, 315–320.

ZHISHENG, A., TUNGHSENG, L., YANCHOU, L., PORTER, S. C., KUKLA, G., XIHAO, W. & YINGMING, H. 1990: The long-term paleomonsoon variation recorded by the loess-paleosol sequence in Central China. — *Quaternary International* 7–8, 91–95.

ZOLLER, L., OCHES, E. A. & MCCOY, W. D. 1994: Towards a revised chronostratigraphy of loess in Austria with respect to key sections in the Czech Republic and in Hungary. — *Quaternary Sciences Reviews* 13, 465–472.

Zoller, L. & Wagner, G. A. 1990: Thermoluminescence dating of loess — recent developments. — *Quaternary International* 7–8, 119–128.

Kézirat beérkezett: 2007. 02. 13.

[1] A főszerkesztő megjegyzése (végjegyzetként)

A hosszú című tanulmány jó áttekintését adja a kvarter rétegtani tagolás eredményeinek és gondjainak. Nem mehetünk el ugyanakkor szó nélkül két momentum mellett. 1. A geológus gondolkodásmódtól idegen, hogy a fejlődéstörténetet a Földtani Közlönyben közreadott cikkek ne az idő folyásának megfelelően közöljék, hanem szakaszonként előrehaladva, majd mindig egy szakasszal korábbi szintre ugorva ismét előre. Az önmagában nem lehet érv a bakugrásokra, hogy megismeréstörténeti okokból a szintek számozása felülről lefelé történik. 2. A rétegtanban az MTA Helyesírási Bizottságával egyeztetett módon nagy kezdőbetűvel írunk a Nemzetközi Rétegtani Bizottság Osztályozási Albizottsága által több éves vitát követően elfogadott terminológián alapuló minden hivatalos litosztratigráfiai egységnevet. A kvarter területén alkalmazott nevek többsége ezeknek a szabályoknak nem felel meg ugyan, a jelen tanulmányban ezúttal még meghagytuk a nagykezdőbetűs írásmódot annak ellenére, hogy ezeket köznévként, vagyis kisbetűvel kellene írni. Ezúttal csak idézőjellel jelezzük, hogy ezek nem litosztratigráfiai terminusok. Ezúton kérjük a kedves kollégákat, hogy a folyóirathoz benyújtandó tanulmányaik készítése során szíveskedjenek a fenti szempontokat érvényesíteni, mert nem kívánunk e tekintetben további vitába bonyolódni, ugyanakkor szívesen fogadjuk mindazon tanulmányokat, amelyekben érvényesülnek a jelzett kívánalmak.

Földtani Közlöny 137/4, 541–556. (2007), Budapest

A zavartalan településű és az áthalmozott löszök mágneses szövetének jellemzése mágneses szuszceptibilitás anizotrópia (AMS) mérésekkel

The magnetic fabric of undisturbed and redeposited loess measured by anisotropy of magnetic susceptibility (AMS)

BRADÁK Balázs[1]

„...olyan jeleket fog fel, amelyek sok ezer, tízezer, százezer évvel ezelőtt jöttek létre. A jelek kibocsátási és felfogási pontja között ezenfelül még néha száz és száz kilométer távolság is feszül. Az idő és a távolság bőven gondoskodott arról, hogy a fennmaradt jelcsonkokat vastagon fehér zajba pólyálja."

(VÉRTES, 1969)

(7 ábra, 2 táblázat, 2 függelék)

Tárgyszavak: mágneses szuszceptibilitás anizotrópia (AMS), áthalmozott lösz, zavartalan településű/típusos lösz, Kárpát-medence, Magyarország

Keywords: anisotropy of magnetic susceptibility (AMS), redeposited loess, undisturbed loess, Carpathian Basin, Hungary

Extended abstract

101 samples originating from different sites were measured by KLY-1 Kappabridge (Geofyzika, Brno). The dull yellow, carbonate-cemented, well-compacted, homogenous (i.e. not layered) samples (55 pieces) of typical loess were collected from Basaharc, Galgahévíz, Hévízgyörk, Isaszeg and Sióagárd. Root cells, fine-grained sand, sandy loess biogallery infill (bioturbation), limonite and manganese concretion (indicating the hydromorph effect or the pedogenesis) were identified in the reworked loess samples (7 pieces) which originated from Dunaszekcső. The typical and well bioturbated loess was collected from loess above Bag tephra. Fine-bedded loess was collected from Vácbottyán and Verőce (25 pieces), pedosediment samples from the bed of Hévízgyörk site (10 pieces) and palaeovalley infill from the Bag outcrop (4 pieces) and defined as redeposited loess.

The magnetic mineral of the pilot samples was determined by isothermal remanent magnetisation (IRM) measurements. The samples were magnetized in fields from 200 mT to 10 000 mT. The normalized IRM curves (IRM/IRM_{max}) showed significant similarities in all of the samples. There were no differences between the redeposited, well-bioturbated and wind blown loess. The dominant phase was the magnetite/maghemite in the magnetic fabric that determinate the magnetic character of samples based on the analysis of the IRM_{-3000}/IRM_{max} ratio (0.84–0.89).

The principal susceptibilities (κ_{max}, κ_{int}, κ_{min}) and the foliation (F), lineation (L), degree of anisotropy (P) and ellipsoid shape factor (E) were calculated. The AMS index numbers were elaborated by statistical analysis and by the presentation of principal susceptibilities in the geographical coordinate system on a stereographical projection (GeoOrient free software).

Three methods were applied to distinguish the undisturbed, redeposited and bioturbated loesses. The wind blown, bioturbated and the redeposited loesses were separated clearly by the P values of the samples, the histogram analysis of foliation and lineation, F and L plotting on a diagram, and on the stereographical projection.

A group with a new magnetic fabric character within the "redeposited loess group" was identified. The macroscopically laminated loess samples had the highest average P value (1.024–1.074) and the

[1]ELTE TTK, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Természetföldrajzi Tanszék, 1117, Budapest, Pázmány P. sétány 1/c, bradak.b@gmail.com

directions of κ_{max} and κ_{int} were arranged in well-separated groups on the stereographical plot. In contrast with these results the P vs. L and P vs. F regression analysis (applied on Chinese Loess samples by LIU et al. 1988) indicated that the sample had not been redeposited. The results of the statistical analysis of the Hungarian laminated loess samples supplemented the results of the redeposited loess from the Chinese Loess Plateau (LIU et al. 1988).

Összefoglalás

Az áthalmozott, átkevert, illetve a zavartalan településű löszök mágneses szöveti jellegzetességeit 103 darab, a Gödöllői-dombságból, illetve a Duna mentén található löszfeltárásokból származó mintán vizsgáltam.

A mágneses szövetet alkotó (mágneses szuszceptibilitás) ásványok meghatározására telítettségi mágnesezettség (IRM) vizsgálatokat végeztem az egyes feltárásokból származó mintákon. Az elemzések alapján feltételezhető, hogy a minták mágneses szövetének tulajdonságait döntően a könnyen telítődésbe menő ásványok, lösz esetén általában magnetit/maghemit határozzák meg.

A mágneses szövet jellemző főszuszceptibilitások (maximum = κ_{max}, intermedier = κ_{int}, minimum = κ_{min}) a foliáció (F), lineáció (L) és az anizotrópia fokának (P) meghatározása után az adatokat statisztikai elemzésekkel és földrajzi koordinátarendszerben sztereografikus projekción ábrázolva (GeoOrient szoftver) dolgoztam föl.

Az elsődleges (zavartalan településű), illetve másodlagos (áthalmozott, bolygatott) szövetű löszök elkülönítésére három módszerrel tettem próbát. Bár egyik módszer sem volt egyértelműen alkalmazható a mintákon, az áthalmozott, bolygatott és a típusos löszök a különböző módszerekből kiemelt részvizsgálatokkal — F- és L-értékek hisztogramon, a fenti két mutatószám pontdiagramon történő ábrázolásával, a P-értékcsoportok meghatározásával, illetve a főszuszceptibilitás-irányok sztereografikus projekción történő megjelenítésével — elkülöníthetőek voltak.

A vizsgálatok során az áthalmozott löszminták közül egy eddig nem ismertetett AMS-jellegzetességekkel rendelkező csoport volt azonosítható. A finoman rétegzett, nagy P-értékű (1,024–1,074) vácbottyáni és verőcei minták áthalmozottságát a statisztikai elemzések nem támasztották alá, azonban a êmax és êint irányainak sztereografikus projekción történő megjelenítése egyértelműen laminált üledékekre jellemző mágneses szövet jellegzetességeit mutatta.

Bevezetés
Az üledékek mágneses szuszceptibilitás anizotrópia vizsgálatának haszna

A kőzetek mágneses szemcséi általában anizotrop mágneses tulajdonságokkal rendelkező kristályok, vagy olyan szemcsék, amelyek lencseszerű, vagy hosszúkás alakjuknál fogva anizotropok. Ennek következtében a kőzetből kivett minta maga is anizotrop tulajdonságokat mutathat. Így pl. az indukált mágnesezettség ($\underline{I}$) általában a

$$\underline{I} = \mu_0 \underline{\underline{k}}\,\underline{H}$$

relációnak tesz eleget, ahol μ_0 a vákuum permeabilitása ($4\pi 10^{-7}$), $\underline{H}$ a mágnesező tér, $\underline{\underline{k}}$ pedig a szimmetrikus szuszceptibilitás anizotrópia tenzor.

A $\underline{\underline{k}}$ érték azonos indexű elemei a térirányú, vegyes indexű elemei pedig az arra merőleges szuszceptibilitás komponensek. Pozitív szuszceptibilitások esetén az anizotrop szuszceptibilitás tenzor geometriailag ellipszoiddal (magnitudó ellipszoid) reprezentálható, amelynek főtengelyei a (κ_{max}, κ_{int}, κ_{min}) ún. főszuszceptibilitások reciprok négyzetgyökével azonos hosszúságúak. A főszuszceptibilitás irányokat általában földrajzi koordináta rendszerben, sztereografikus projekción ábrázolják. Ha általában üledékekről van szó, az adatok tektonikai koordinátarendszerben való megjelenítése is fontos lehet. Vízszintes településkor a földrajzi- és tektonikai koordinátarendszer ugyanaz.

Nyugodt környezetben, közel vízszintes felszínre történő ülepedés során a szuszceptibilitás ellipszoid κ_{min}-értékkel jellemzett legrövidebb főtengelyének iránya merőleges az ülepedés síkjára (közel 90°), a *mágneses foliációs sík* pedig egybeesik az ülepedés síkjával. Ha az ásványok lejtőn halmozódnak föl, a fölhalmozódás után átkeverednek, a foliációs sík szöget zár be a vízszintesnek feltételezett ülepedési síkkal. Ennek a meghatározásához különböző kutatók más-más módszereket dolgoztak ki, melyet a későbbiekben ismertetek.

A maximum szuszceptibilitás iránya a mágneses foliációs síkon belül üledékes kőzetek esetén kijelölheti az esetleges szállítási, áthalmozási irányokat (REES 1966).

A mágneses szövetet a mérések eredményéül kapott főszuszceptibilitásokból számolt mérőszámokkal is jellemezhetjük, melyek így, közvetett úton, az üledéket ért folyamatokra utalhatnak. Az alapvető mérőszámok közül az *anizotrópia foka* (*P*) az anizotrópia mértékét mutatja. A *mágneses lineáció* (*L*) áramlás hatását (víz, szél) vagy tektonikai deformációt jelez. A *mágneses foliáció* (*F*) mértékének különbségei pedig visszavezethetők a diagenezis során bekövetkező tömörödésre, vagy az üledék-felhalmozódást követő átkeverő hatásokra (pl. KENT 1978; LAGROIX & BANERJEE 2002; HUS 2003; TAUXE 2005) (meghatározásuk matematikai alapjait az I. függelék tartalmazza).

A mágneses szuszceptibilitás anizotrópia sokoldalú alkalmazási lehetőségére, köztük a lehetséges szállítási irányok kimutatására, GRAHAM (1954) hívta fel a figyelmet. Az 1960-as években kibontakozó vizsgálatok egyik legfontosabb ágát a REES (1965), FULLER, (1963) és UYEDA et al. (1963) által megalapozott szedimentológiai kutatások jelentették. A negyedidőszak jellegzetes üledéktípusai közül varv- (GRANAR 1958), tavi- (KODAMA et al. 1985) és barlangi üledékek (ELLWOOD 1984) *AMS*-elemzését is elvégezték. Az üledékekben, az ülepítő közeg energiájától és a lehetséges lejtőviszonyoktól függően kialakuló mágneses szövet jellemzésére modellkísérleteket végeztek (STACEY 1960; REES 1966; REES & WOODALL 1975; ELLWOOD & HOWARD 1981).

A negyedidőszak egyik legelterjedtebb képződményén, a löszön csak a nyolcvanas években kezdték alkalmazni az AMS-módszert (LIU et al. 1988). A mágneses szövet tulajdonságai alapján, az ülepedési irány meghatározása mellett, a szél által szállított, illetve az áthalmozott lösz típusát korrelációs elemzésekkel különítették el.

A kínai löszfeltárások vizsgálata (ZHU et al. 2004) mellett Alaszka középső területén végeztek még átfogó kutatásokat, a lehetséges szélirányok kimutatására (BEGÉT et al. 1990; LAGROIX & BANERJEE 2002). Kurtak és Bachat (Szibéria) típusfeltárásaiban MATASOVA et al. (2001), lengyel és ukrán löszökön pedig NAWROCKI et al. (2006) végzett vizsgálatokat. Az európai és ázsiai feltárások anizotrópia karakterét HUS (2003) vetette össze.

Magyarországon az első lösz/paleotalaj rendszereken végzett próbamérések a módszer alkalmazhatóságát vizsgálták (BRADÁK 2006). A kiválasztott löszrétegtani szintből (bagi tefra feletti löszpászta) származó minták mágneses szövetének vizsgálata során, a lehetséges szállítási-ülepedési irányok meghatározásakor fontos szempont volt az áthalmozódások kimutatása, mely az elsődleges mágneses szövetet teljesen megváltoztatva másodlagos szövetet hoz létre. Ilyenkor az *AMS*-jellemzőkkel leírható szövet már nem a por esetleges ülepedési irányát, hanem az áthalmozó folyamatok, vagy akár a paleodomborzat jellegzetességeit tárhatja fel.

Áthalmozott vagy nem? – A löszök mágneses szövete

Az elsődleges (nem áthalmozott) és másodlagos (áthalmozott, ill. bioturbációval bolygatott) mágneses szövet elkülönítésére számos módszert dolgoztak ki. A vizsgálatokat változatos üledéktípusokon végezték el a barlangi felhalmozódásoktól kezdve az ár-apály üledékeken át a kísérleti úton ülepített homokdűnékig bezárólag (pl.: GRANAR 1958; KODAMA et al. 1985; ELLWOOD 1984; STACEY 1960; REES 1966; REES & WOODALL 1975; ELLWOOD & HOWARD 1981; LIU et al. 1988; LIU et al. 2005).

ELLWOOD (1984) a bioturbáció mágneses szövetre gyakorolt hatásának vizsgálatakor a foliációs sík és az ülepedési sík viszonyát kifejező *V*, valamint a *q* alakfaktor meghatározását (lásd I. függelék) és a főszuszceptibilitások földrajzi koordinátarendszerben, sztereografikus projekción való ábrázolását tartja szükségesnek. Vizsgálatai alapján az elsődleges mágneses szövet esetén *V* nagyobb, mint 45°, a *q* pedig kisebb, mint 0,7. A másodlagos mágneses szövet megjelenésére, pl. élővilág üledéket átkeverő hatására a κ_{max} és κ_{int} irányainak szórt elhelyezkedése utalhat a sztereografikus projekción.

Kifejezetten löszös üledékek mágneses szövetének jellemzésére dolgoztak ki statisztikai elemzési módszert LIU és munkatársai (1988). A főszuszceptibilitásokból képzett P, F és L értékek összefüggését regressziós elemzésekkel vizsgálták. A *P*- és *F*-, illetve a *P*- és *L*-értékeket pontdiagramon ábrázolva, a pontokra illesztett egyenes egyenletének (y = ax+b) együtthatóit elemezték, és ezek alapján határozták meg az áthalmozott és nem áthalmozott löszök tulajdonságait. A trend-vizsgálatok mellett az *F*- és *L*-értékeket hisztogramon, illetve a két mutatószámot együtt pontdiagramon is ábrázolták, melyen szintén jól elkülöníthető volt a két csoport. A különbségek mellett azonban a hasonlóságokra is rávilágítottak: a κ_{min} eltérése az ülepedés síkjától mindkét típus esetén kisebb, mint 15° és a mágneses szövetben a lineáció az uralkodó.

LIU et al. (2005) az ELLWOOD (1984) által is alkalmazott *q* mellett (elsődleges szövet q<0,7) a κ_{min} irányából határozta meg az elsődleges és másodlagos szövet különbségeit. Ha az üledék vizszintesen települ, az elsődleges mágneses szövet esetén a κ_{min} irányának eltérése a függőlegestől nem lehet nagyobb, mint 25°.

DERBYSHIRE et al. (1988) szerint a ténylegesen szél által ülepített, majd kőzetté vált anyag mágneses szövete izotrop, így bármilyen, a löszök szövetében található anizotrópia utólagos, a felhalmozódást követő folyamatok eredménye.

BEGÉT et al. (1990), LAGROIX & BANERJEE (2002), ZHU (2004) és jelen vizsgálataim alapján mindenképpen létezik valamilyen uralkodó irány a felhalmozódás során, mely anizotroppá teszi az anyagot.

A szél által ülepített poranyagból képződött típusos löszöket számos hatás érheti a felhalmozódás után, ezek pontosabb azonosítása végett, a fent ismertetett elemzések közül (ELLWOOD 1984; LIU et al. 1988; LIU et al. 2005), mindegyik módszerrel vizsgáltam az egyes mintacsoportokat.

Mintavétel és az eredmények feldolgozása

A zavartalan települési és az áthalmozott löszök mágneses szövetének jellemzéséhez kilenc, a Gödöllői-dombság területén és a Duna mentén elhelyezkedő feltárásból vettem mintát (*1. ábra*). Négy feltárásból — Basaharc, Galgahévíz,

Hévízgyörk 1, Isaszeg, Sióagárd — származnak a „típusos löszként" definiálható minták (55 db). A világossárga-fakó színű, kalcium-karbonáttal cementált anyagban nem volt megfigyelhető az áthalmozódásra utaló rétegződés, illetve az ülepedést követő átkeverő hatást jelző állat- és gyökérjáratok sem. E minták löszrétegtanilag jól meghatározható szintből, a bagi tefra feletti löszből származtak.



1. ábra. A vizsgált feltárások elhelyezkedése. 1 = Bag, 2 = Basaharc, 3 = Dunaszekcső, 4 = Galgahévíz, 5 = Hévízgyörk, 6 = Isaszeg, 7 = Sióagárd, 8 = Vácbottyán, 9 = Verőce, a = áthalmozott lösz, b = zavartalan településű lösz, c = átkevert (bioturbált) lösz

Figure 1. Location of the studied profiles. 1 = Bag, 2 = Basaharc, 3 = Dunaszekcső, 4 = Galgahévíz, 5 = Hévízgyörk, 6 = Isaszeg, 7 = Sióagárd, 8 = Vácbottyán, 9 = Verőce, a = redeposited loess, b = undisturbed, c = reworked loess (bioturbated)

A másodlagos szövet jellemzésére több, áthalmozásra utaló bélyeget mutató, lösz-szerű üledékből készültek minták. A mintavétel itt már nem minden esetben kötődik a bagi tefra feletti löszpásztához, hiszen az eredeti ülepedés irányát utólagos hatások felülírták. A hévízgyörki feltárás feküjét képező üledék (Hévízgyörk 2, 10 db), finoman rétegzett lösz- és paleotalaj-maradvány sávjaiból felépülő anyaga a paleofelszín egykori lemosására utal. LANGOHR (2006, szóbeli közlés) véleménye szerint a finoman rétegzett anyag egy rövidtávon ható deflációs folyamat által áttelepített üledék felhalmozódása is lehet.

A verőcei feltárás alsó részén különböző tömörségű, porozitású finomszemcsés anyag található. A lösz rétegzettsége mellett számos áthalmozásra utaló jel figyelhető meg a feltárásban. Az áthalmozott löszbe egy, a jelenlegi lejtés irányának megfelelő paleovölgy vágódott be, mely utólagosan talajjal töltődött ki. A több talaj keverékéből álló kitöltés a völgy széle felé kiékelődik, iránya szintén a jelenlegi lejtéshez kapcsolható. A terület fejlődése során, a területen leülepedő lösz, illetve az azon képződő talajok a különböző tömegmozgásos és a Duna-völgy felé lefutó vízfolyások eróziós tevékenységének hatására feltehetőleg hegylábi törmelékként helyeződtek át. A mintavétel során a paleotalaj feküjéül szolgáló, finoman rétegzett löszből vettem mintákat (11 db).

A vácbottyáni feltárás mintái (15 db) a löszfalban megfigyelhető, rétegtanilag pontosan nem azonosított dupla paleotalaj-csoport felett található szintből származnak. Az anyag rétegzettsége mellett a feltárásban megfigyelhető, tömegmozgásra utaló jegyek, illetve a paleotalajok lejtéséből kirajzolódó paleodomborzat is az áthalmozás megjelenését támaszthatják alá.

A felhagyott bagi (csintoványi) téglagyári fejtőt szinte teljesen benőtte a növényzet, azonban a bagi tefra felett húzódó löszköteg egy rövid szakaszon még mintázható volt. KRIVÁN (1965) terepi megfigyelései a tefraszintet a felette húzódó löszköteggel együtt egy dellekitöltés tagjaiként értelmezi. A minták ebből az áthalmozott egységből származnak (4 db).

A dunaszekcsői feltárásból származó minták anyagában különböző, szürkés színű finom homokkal, homokos lösszel kitöltött, változatos méretű gyökér-, illetve állatjáratok utalnak a bioturbáció jelenlétére (7 db). Ebben az esetben a másodlagos mágneses szövetet nem az áthalmozás, hanem biológiai bolygatás alakította ki.

A letisztított felületű feltárásokból a mintavétel során egy mintatömböt emeltem ki úgy, hogy a kifaragott tömb felszíne vízszintes felület legyen. A faragványon még a falból való kiemelés előtt feltüntettem az északi irányt. A kiemelt tömbből 2×2×2 cm oldalélű kockákat faragtam. A kifaragott löszkockákat vízüveg (Na_2SiO_3) híg oldatának beitatásával fixáltam. Az *AMS* meghatározásakor mintánként összesen tizenöt mérést végeztem el (Jelinek-eljárás in: TAUXE 2005) egy KLY-1 Kappabridge típusú műszerrel (Geofyzika, Brno).

A mérés során kapott adatok számítógépes feldolgozásával állítottam elő az anizotrópia jellemzőit (κ_{max}, κ_{int}, κ_{min} és ezek irányai), továbbá a főszuszceptibilitás-értékekből NAGATA (1961), BALSLEY & BUDDINGTON (1960) és STACEY et al. (1960) számítási módszerével meghatároztam az anizotrópia fokát, a lineációt és a foliációt (lásd II. függelék).

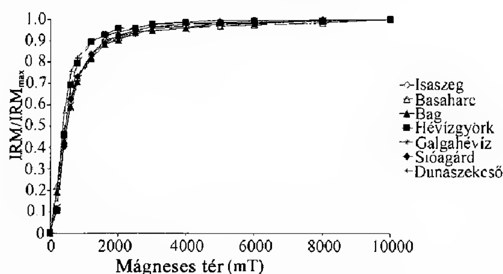
A zavartalan településű, az, áthalmozott, illetve a bioturbációval bolygatott anyag elkülönítését célzó statisztikai elemzések mellett a főszuszceptibilitás-irányokat földrajzi koordinátarendszerben sztereografikus projekción ábrázoltam.

Egyes feltárásokból származó minták mágneses ásványtani jellemzőinek meghatározására telítési mágnesezettség (IRM) vizsgálatokat végeztem.

A vizsgálatok eredményei

A minták mágneses ásványtani összetétele

A lösz-szerű üledékek és paleotalajok vizsgálata során az elsődleges és másodlagos mágneses szövet mellett, általában a minták mágneses ásványtani összetevőjét is vizsgálják. Az ülepedés során lerakódó ásványok mellett az áthalmozódás, talajképződés során új ásványok jelenhetnek meg, melyek a mágneses szövet tulajdonságait is befolyásolhatják. A mágneses ásványtani jellemzők meghatározására a bagi, basaharci, dunaszekcsői, hévízgyörki, galgahévizi, isaszegi és sióagárdi mintákon telítési mágnesezettség (*IRM*) méréseket végeztem. A természetes remanens mágnesezettség (*NRM*) meghatározása után több lépcsőben a minta z tengely irányában mágneseztem az anyagot (200-tól 10 000 mT-ig) és mértem az *IRM*-értékeket. Az elemzések alapján feltételezhető, hogy a minták mágneses szövetének tulajdonságait döntően a könnyen telítődésbe menő ásványok (lösz-szerű üledékekben leggyakrabban magnetit/ maghemit) határozzák meg (2. *ábra*). Az



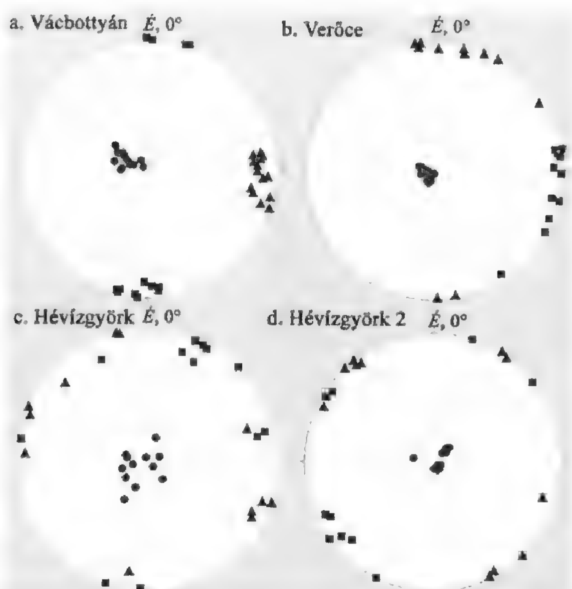
2. *ábra.* A telítettségi mágnesezettség vizsgálat eredményei

Figure 2. Results of the isothermal remanent magnetization measurements

említett ásványok mellett nem zárható ki egyes kemény ásványok (nehezen telitődésbe menő pl. limonit) jelenléte sem.

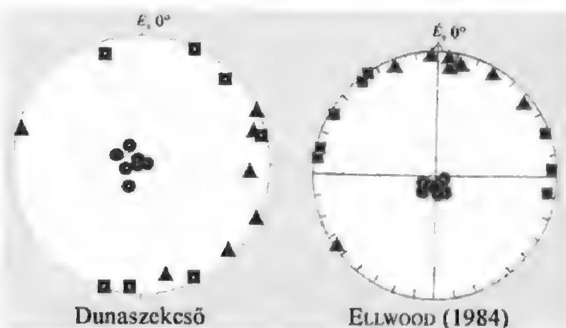
A mágneses szövet elemzése az „Ellwood-módszerrel" (ELLWOOD 1984)

A finoman rétegzett vácbottyáni és verőcei minták esetén (*3. ábra, a, b*) a κ_{max} és a κ_{int} irányok meghatározott csoportot alkottak, mint ahogy ez ELLWOOD (1984) laminált üledékeinek mágneses szövetén is megfigyelhető. Sztereografikus projekción a szintén áthalmozott Hévízgyörk 2 maximum és intermedier irányai már inkább a szél által ülepített anyaghoz hasonlóak, bár itt is megfigyelhető egy jellegzetes DNy-i κ_{max}-csoport (*3. ábra, d*). A makroszkóposan egyértelműen áthalmozott üledék mágneses szövetének értelmezése az azonos feltárásból származó, de egyértelműen típusos lösz (Hévízgyörk 1) főszuszceptibilitás-irányainak összehasonlításával lehetséges (*3. ábra, c, d*). A hévízgyörki feküből származó mintáknál a minimum-szuszceptibilitások irányával jellemzett mágneses foliációs sík szinte egységesen az ülepedés síkjába esik, szemben a Hévízgyörk 1 minták minimumértékeinek szórtabb elhelyezkedésével. A maximum és intermedier irányok mindkét esetben egy ÉNy–DK irányú tengelyt mutatnak, mely az áthalmozott minták esetén a lejtésirányt, a zavartalan települési minták esetén a domborzat által befolyásolt szélirányt jelezheti. A dunaszekcsői minták főszuszceptibilitásának ábrázolása ELLWOOD (1984) által hasonlókén leírt bioturbáció hatását mutatja. A κ_{max}- és κ_{int}-értékek szórtan helyezkednek el, nincsenek elkülöníthető csoportok (*4. ábra*).



3. ábra. A vácbottyáni (a), verőcei (b), Hévízgyörk 1 (c) és a Hévízgyörk 2 minták (d) ábrázolása földrajzi koordinátarendszerben sztereografikus projekción. ■ = maximum szuszceptibilitás, ▲ = intermedier szuszceptibilitás, ● = minimum szuszceptibilitás

Fig. 3. Stereographic projection of principal susceptibilities of samples of Vácbottyán (a), Verőce (b), Hévízgyörk 1 (c) and Hévízgyörk 2 (d). ■ = maximum susceptibility, ▲ = intermedier susceptibility, ● = minimum susceptibility



4. ábra. A bioturbációval bolygatott dunaszekcsői és az ELLWOOD (1984) által vizsgált minták főszuszceptibilitás-értékeinek elhelyezkedése sztereografikus projekción

Fig. 4. The stereographical plott of the bioturbated samples from Dunaszekcső and samples of ELLWOOD (1984)

I. táblázat. A különböző elemzési módszerekkel feldolgozott AMS-adatok összefoglalása

Table I. AMS data calculated by different analytical methods

Vizsgált paraméterek			Makroszkóposan nem áthalmozottként azonosított minták					Bioturbáció jelenléte	Makroszkóposan áthalmozottként azonosított minták			
			Basaharc	Galgahévíz	Hévízgyörk 1	Isaszeg	Sióagárd	Duna-szekcső	Bag	Hévízgyörk 2	Vác-bottyán	Verőce
ELLWOOD (1984) módszer, $V_{átlag}$ (°)			53,5	68,6	59,2	63,9	52,9	63,3	66,4	68,7	67,5	59,4
Liu I.-módszer (LIU et al. 1988) y=ax+b	*P* értékek		1,006–1,016	1,008–1,018	1,007–1,015	1,01–1,017	1,0075–1,0215	1,013–1,027	1,016–1,033	1,0117–1,0212	1,0559–1,0748	1,0248–1,0443
	P–F korreláció	a	0,281	0,258	0,116	0,462	0,046	0,566	–0,117	–0,003	0,679	0,448
		b	0,718	0,744	0,882	0,5416	0,950	0,440	1,111	1,000	0,332	0,558
	P–L korreláció	a	0,725	0,747	0,887	0,5445	0,959	0,445	1,119	1,005	0,691	0,568
		b	0,276	0,252	0,114	0,452	0,045	0,549	–0,113	–0,002	0,299	0,426
		r	0,500	0,720	0,197	0,65	0,182	0,927	–0,5	–0,006	0,536	0,781
Liu II.-módszer (LIU et al. 2005)	*q* (GRANAR 1958 alapján)		0,461	0,150	0,325	0,228	0,489	0,237	0,209	0,154	0,163	0,304
	K_{min} irányának eltérése a függőlegestől (°)		14,5	11,3	13,3	**21,5**	8,5	9,6	11,4	7,9	15,4	7,0

Szürke háttér: a kapott értékek alapján áthalmozott minta. a, b = a trend egyenletének együtthatói, r = korrelációs együttható, P = anizotrópia foka, F = foliáció, L = lineáció, E = ellipszoid alak

Grey shadow: the applied analytical method indicates redeposition of the sample. a, b = coefficient of the trend equation, r = correlation coefficient, P = degree of anisotropy, F = foliation, L = lineation, E = ellipsoid shape factor

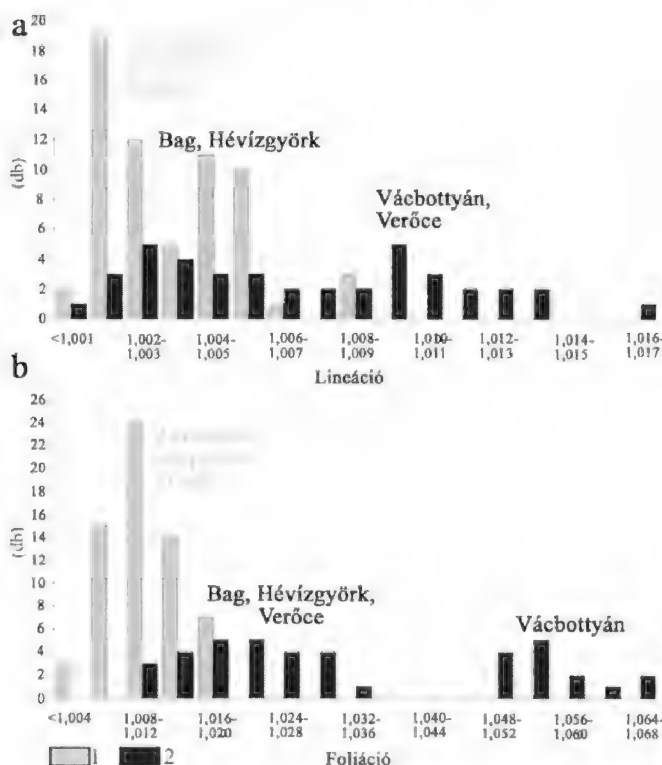
A főszuszceptibilitásokból meghatározott *q*- és *V*-értékek nem támasztották alá az eddigi kutatások megfigyeléseit. Az elemzés során, a makroszkóposan áthalmozottnak és nem áthalmozottnak minősített minták esetén, sem volt kimutatható másodlagos mágneses szövet jelenléte (*I. táblázat*). A főszuszceptibilitás-irányok sztereografikus projekción történő ábrázolása (*3. ábra*) azonban több csoport elkülönítését tette lehetővé.

A mágneses szövet elemzése a „Liu I- módszerrel" (LIU et al. 1988)

Az áthalmozott és nem áthalmozott mintacsoport *F* és *L* értékeit először hisztogramon ábrázoltam (*5. ábra*). Mindkét esetben megfigyelhető, hogy a zavartalan településű mintáknál mind a lineáció (1,001<*L*<1,009) mind a foliáció (*F*<1,020) értékei egy meghatározott értéktartományban csoportosulnak. Az áthalmozott minták hasonló paraméterei jóval szórtabban helyezkednek el, bár két kisebb csúcs mind a lineáció (1,001–1,006 és 1,008 1,014) mind a foliáció (1,008–1,036 és 1,052–1,068) esetén megjelent. A lineáció és foliáció értékcsúcsok egyértelműen egyes mintacsoportokhoz voltak hozzárendelhetők. A nagyobb lineációhoz tartozó csúcs jelöli a vácbottyáni és verőcei finoman rétegzett mintákat, az alacsonyabb „lineáció-csúcsot", mely tartomány egybeesik a típusos/zavartalan löszök tartományával, a bagi- és a hévízgyörki 2 minta értékei alkotják. A foliáció esetén, bár jellegzetes a két csúcs, a nagyobb értékeket egyedül a vácbottyáni mintacsoport alkotja!

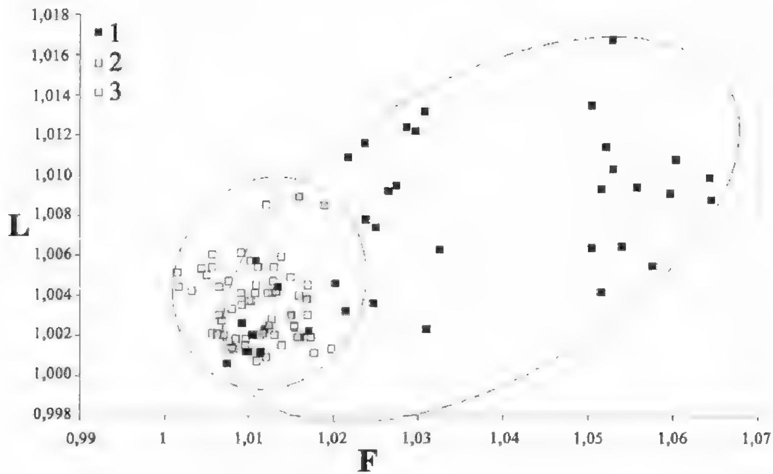
A *F*- és *L*-értékek pontdiagramon történő ábrázolásával szintén elkülönül az áthalmozott, illetve a szél által ülepített csoport (*6. ábra*).

A *P–L-* (*7. ábra*) és *P–F*-értékek regressziós elemzése, és a pontokra illesztett egyenes paramétereinek vizsgálata nem mutatta egyértelműen az áthalmozás jelenségét (*I. táblázat*). A regressziós vizsgálatok alapján a



5. ábra. Az L-értékek (a) és az F-értékek (b) eloszlása a zavartalan településű (1) és az áthalmozott (2) minták esetén

Figure 5. The L (a) and F (b) histograms of the wind blown/ undisturbed (1) and the redeposited (2) samples

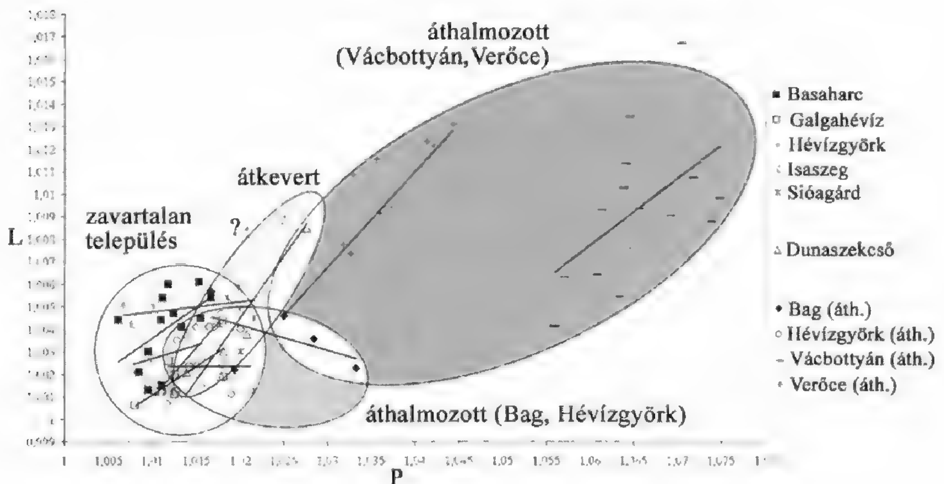


6. ábra. Az F- és L-értékek ábrázolása. 1 — áthalmozott lösz, 2 — bolygatott, bioturbált lösz, 3 — zavartalan településű lösz

Figure 6. L values plotted against F values. 1 — redeposited loess, 2 — reworked, bioturbated loess, 3 — wind blown/undisturbed loess

bagi és hévízgyörki minták inkább áthalmozottnak mutatkoztak, a rétegzett verőcei és vácbottyáni lösz anyaga azonban nem (*7. ábra*)!

Anizotrópia fokuk alapján az összes makroszkóposan áthalmozottnak tartott minta áthalmozottnak bizonyult. Az áthalmozott mintákon belül a vácbottyáni és verőcei finoman rétegzett minták helyzete nem egyértelmű. A mintákat az áthalmozott mintákon belül nagy, a zavartalan településű löszöktől egyértelműen elkülönülő 1,025–1,075 közé eső *P*-értékek jellemzik, eközben a regressziós



7. ábra. A P- és L-értékek lineáris regressziós vizsgálata

Figure 7. Linear regression analysis of P vs. L

vizsgálatok nem mutattak áthalmozottságot! A laminált rétegződésre, áthalmozásra utaló jellemzők csak a sztereografikus projekción jelennek meg. Az állat-, és gyökérjáratokkal átjárt dunaszekcsői minta esetében szintén csak a *P*-értékek mutatták az átkeveredés nyomát, bár ez a tartomány közel esik a LIU et al. (1988) által meghatározott két értékhalmaz (az áthalmozott löszökre jellemző *P* értékek és a nem áthalmozott löszökre jellemző *P*-értékek) átfedési területéhez.

A nem áthalmozottnak feltételezett minták a regressziós elemzés során zavartalan településűnek bizonyultak.

A mágneses szövet elemzése a „Liu II.- módszerrel" (LIU et al. 2005)

A *q*-értékek alapján nem különült el a két csoport. A minimum-szuszceptibilitások eltérése a függőlegestől egyik esetben sem haladta meg a 25°-ot. Az isaszegi feltárásból származó minták esetében megjelenő 21,5°-os eltérés kiugró. Itt az eredmények sztereografikus projekción történő ábrázolása során jellegzetes, lejtőn ülepedett anyagokra jellemző a főszuszceptibilitások elhelyezkedése. REES (1966) kísérletei alapján — bár ő nem kőzetliszttartományba tartozó anyagot ülepített — a κ_{min} eltérése az ülepedés síkjától vagyis a mágneses foliációs sík dőlése Isaszegen 20° körüli érték volt, ami ~20°-os lejtést feltételez. Az eredmények összecsengenek a terepi megfigyelésekkel, ugyanis a feltárásban megtalálható bagi tefra lejtése hasonló a mágneses szövetben megjelenő paleodomborzathoz. Tehát a κ_{min} irányának kiugróan nagy eltérése itt nem az áthalmozás, hanem az egykori lejtés eredménye.

Következtetések

A döntően magnetit/maghemit által jellemzett, elsődleges, illetve másodlagos mágneses szövet a különböző módszerek közül egyikkel sem volt egyértelműen elkülöníthető a magyarországi feltárásokból származó minták elemzésekor (*I. táblázat*).

A Liu I.-módszer (LIU et al. 1988) bizonyult a legmegfelelőbbnek az eredeti településű és az áthalmozott minták elkülönítésére. Az ELLWOOD (1984) által ajánlott *V*-érték azonban ellentétes eredményt adott. A *q*-értékek (ELLWOOD 1984, LIU et al. 2005) alapján pedig egyik lösz sem volt áthalmozott (*I. táblázat*). A kapott ellentétes eredmény talán a löszök diagenezisével és az azt követő folyamatokkal oldható föl. A poranyag kiülepedik a légkörből, felhalmozódik, diagenizálódik (elsődleges szövet), de ezt követően az enyhébb időszakok talajképző folyamatai akár makroszkóposan kevésbé azonosítható módon (hajszálgyökér-járatok jelenléte) átkeverik az anyagot. Ez a bioturbáció kis mértékben befolyásolhatja a mágneses szövetet és tükröződik a *V*-értékekben, de nem olyan mértékű, hogy a főszuszceptibilitások sztereografikus megjelenítésekor „kioltsa" a maximum-szuszceptibilitások által kijelölt lehetséges ülepedési irányt. Ellenben a dunaszekcsői minta esetén az átkeverő hatása erőteljesebb lehetett, amire a κ_{max}- és κ_{int}-irányok szórt elhelyezkedése is utalhat (*4. ábra*).

Az áthalmozott mintákon belül egy új, a LIU et al. (1988) által különböző mérőszámokkal áthalmozottként jellemzett csoporttól független csoport jelent meg. A finoman rétegzett mintákat az áthalmozott mintákon belül magas, 1,025–1,075 közé eső *P*-értékek jellemzik (*II. táblázat,* Vácbottyán, Verőce). A sztereografikus projekción, az ELLWOOD (1984) által vizsgált, laminált rétegződésű mintákhoz hasonlóan a maximum és intermedier szuszceptibilitások irányai csoportokat alkotnak (2. *ábra, a, b*). A maximum-szuszceptibilitás irányok ebben az esetben az áthalmozás

II. táblázat. A Liu I.-módszer vizsgálati eredményeinek összefoglalása és összehasonlítása LIU et al. (1988) eredményeivel

Table II. The summary of the results of the application of Liu I. method and the comparison with the results of LIU *et al. (1988)*

Vizsgált paraméterek a pontokra illesztett lineáris trendvonal egyenletéből (y=ax+b)		Kínai löszök (LIU et al. 1988)		Magyarországi eredmények			
		szél által ülepített anyag	áthalmozott anyag	szél által ülepített anyag	átkevert anyag	áthalmozott anyag	
						Bag, Hévízgy. áth.	Vácb., Verőce
Anizotrópia fok (P)		1,002 1,032	1,011–1,064	1,006–1,0215	1,013 1,027	1,0117 1,033	1,0248–1,0748
P–F korreláció	a	a<1	a>1	0,54< a <0,95	0,44	1,0003< a <1,11	0,56< a <0,68
	b	b>0	b<0	0,046< b <0,46	0,57	0,003< b < 0,12	0,33< b <0,45
P–L korreláció	a	a>0	a<0	0,05< a <0,45	0,55	-0,11< a <–0,002	0,30< a <0,43
	b	b<1	b>1	0,54< b <0,96	0,45	1,004< b <1,12	0,57< b <0,69
	r	r>0	r<0	0,18< r <0,65	0, 93	-0,50< r <–0,006	0,53< r <0,78

irányára utalhatnak. A *V*-értékek ebben az esetben, szemben a szél által ülepített mintákkal, nem mutattak átkeveredést. Ennek lehetséges magyarázata szintén az üledék képződésében és az utólagos folyamatokban keresendő. A „nyugodt" körülmények közt leülepedett, majd később talajosodás által érintett lösszel szemben, a különböző áthalmozó folyamatokkal folyamatosan bolygatott üledéken kevés az esélye a növényzet, illetve az állatvilág megtelepedésének, mely feltételezett hatását a *V* tükrözheti.

A κ_{min}-irányok eltérése az ülepedés síkjától löszökben nem egyértelműen jelzi az áthalmozódás jelenségét, ez akár a poranyag lejtőn ülepedésének az eredménye is lehet (isaszegi minták).

Összegezve elmondhatjuk, hogy az áthalmozottság, vagy bolygatottság kérdését a mágneses szövet jellemzőin keresztül vizsgáló módszerek közül leginkább, a LIU et al. (1988) által kidolgozott statisztikai elemzések voltak alkalmazhatók a magyarországi löszökre. ELLWOOD (1984) és LIU et al. (2005) által használt módszerek összességében alkalmatlannak bizonyultak. A különböző módszerekből kiemelt részvizsgálatok (pl. *V*-, *F*- és *L*-hisztogram, *F*/*L*-diagram, *P*-értéktartomány meghatározása, főszuszceptibilitás-irányok megjelenítése/elemzése) összekapcsolásával azonban megválaszolhatóvá válhatnak olyan lösz- és negyedidőszak kutatásban általánosan felmerülő kérdések, mint például az ülepedés, vagy az

áthalmozódás iránya, egyes talajképződésre utaló folyamatok kimutatása löszben (bioturbáció), az áthalmozódás vagy a lejtésviszonyok meghatározásán keresztül közvetve, a paleodomborzati viszonyok.

Köszönetnyilvánítás

Köszönetet szeretnék mondani RUSZKICZAY-RÜDIGER Zsófiának (ELTE TTK, Természetföldrajzi Tanszék) és MÁRTON Péternek (ELTE TTK, Geofizikai Tanszék) tanácsaikért. MÁRTONNÉ SZALAY Emőnek (ELGI, Paleomágneses Laboratórium) és Zilahi-Sebess Lászlónak (ELGI) a lektorálás során nyújtott segítségükért.

Irodalom — References

BALSLEY, J. R. & BUDDINGTON, A. F. 1960: Magnetic Susceptibility Anisotropy and Fabric of Some Adirondack Granites and Orthogneisses. — *American Journal of Science* **258-A**, 6–20.

BEGÉT, J. E., STONE, B. D., HAWKINS, B. D. 1990: Paleoclimatic forcing of magnetic susceptibility variations in Alaskan loess during the late Quaternary. — *Geology* **18**, 40–43.

BRADÁK B. 2006: Meghatározható-e a paleoszélirány löszfeltárásokból a mágneses szuszceptibilitás anizotrópia (AMS) vizsgálatával? Válaszok Bulla Bélának. — *Földrajzi Közlemények* **130 (64)/3–4**, 185–198.

DERBYSHIRE, E., BILLARD, A., VLIET-LANOE, B.V., LAUTRIDOU, J.-P & CREMASCHI, M. 1988: Loess and paleoenvironment some results of a European joint programme of research. — *Journal of Quaternary Science* 3, 147-169.

ELLWOOD, B. B. 1984: Bioturbation; minimal effects on the magnetic fabric of some natural and experimental sediments. — *Earth Planetary Science Letters* 67, 367–376.

ELLWOOD, B. B. & HOWARD, J. H. 1981: Magnetic fabric development in an experimentally produced barchan dune. – *Journal of Sedimentology-Petrology* **51**, 97 100.

GRAHAM, J. V. 1954: Magnetic susceptibility anisotropy, an unexploited petrofabric element. — *Bull. Geol. Soc. America* **65**, 1257–1258.

GRANAR, L. 1958: Magnetic Measurements on Swedish Varved sediments. — *Arkiv. Geofys.* 3, 1–40.

HROUDA, F. 1982: Magnetic anisotropy of rock and its application in geology and geophysics. — *Geophysical Survey* 5, 37 82.

HUS, J. J. 2003: The magnetic fabric of some loess/paleosol deposits. — *Physics and Chemistry of the Earth* **28**, 689–699.

JELINEK, V. 1981: Characterization of magnetic fabric of rocks. – *Tectonophysics* **79**, 63–67.

KENT, D. V. 1978: Anisotropy in sediments. — In: FAIRBRIDGE, R. W. & BOURGEOIS, J. (eds): The encyclopedia of sedimentology. Dowden, Hutchinson & Ross Inc., Stroudsburg, Pennsylvania, 13–14.

KODAMA, K. P., EVENSON, E. B., CLINCH, J. M., RABASSA, J. 1985: Anomalous geomagnetic field behaviour recorded by glacial sediments from northwest Patagonia, Argentina. — *Journal Geomag. Geoelect.* **37**, 1035–1050.

KRIVÁN P. 1965: Észlelési napló. — *Kézirat*, ELTE Természetföldrajzi Tanszék, Budapest.

LAGROIX, F. & BANERJEE, S. K. 2002: Paleowind direction from the magnetic fabric of loess profile in central Alaska. — *Earth and Planetary Science Letters* **195**, 99–102.

LIU, B., SAITO, Y., YAMAZAKI, T., ABDELDAYEM, A., ODA, H., HORI, K., ZHAO, Q. 2005: Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) Characteristics of Tidel-Influenced Sediments in the Late Pleistocene–Holocene Changjiang Incised-Valley Fill, China. — *Journal of Coastal Research* **21/5**, 1031–1041.

LIU, X., XU, T., LIU, T. 1988: The Chinese loess in Xifeng, II. A study of anisotropy of magnetic susceptibility of loess from Xifeng. — *Geophysical Journal* **92**, 349–353.

MACDONALD, W. D. & ELLWOOD, B. B. 1987: Anisotropy of magnetic susceptibility: sedimentological, igneous, and structural-tectonic applications. — *Reviews of Geophysics* **25/5**, 905–909.

MATASOVA, G., PETROVSKÝ, E., JORDANOVA, N., ZYKINA, V., KAPIČKA, A. 2001: Magnetic study of Late Pleistocene loess/palaeosol section from Siberia: palaeoenvironmental implications. — *Geophysical Journal International* **147**, 367–380.

NAGATA, T. 1961: Rock Magnetism. — Maruzen, Tokio, 320 p.

NAWROCKI, J., POLECHOŃSKA, O., BOGUCKIJ, A., ŁANCZONT, M. 2006: Palaeowind directions recorded in the youngest loess in Poland and western Ukraine as derived from anisotropy of magnetic susceptibility measurements. — *Boreas* **35/2**, 266–271.

REES, A. I. 1966: The effect of depositional slopes on the anisotropy of magnetic susceptibility of laboratory deposited sands. — *Journal of Geology* **74**, 856–867.

REES, A. I. & WOODAL, W. A. 1975: The magnetic fabric of some laboratory-deposited sediments. — *Earth and Planetary Science Letters* **25**, 121–130.

STACEY, F. D. 1960: Magnetic anisotropy of dispersed powders. — *Australian Journal Physics* **13**, 196–201.

STACEY, F. D., JOPLIN, G., LINDSAY, J. 1960: Magnetic Anisotropy and Fabric of Some Foliated Rock from S.E. Australia. — *Geofiz. Pura. Appl.* **47**, 30–40.

TAUXE, L. 2005: Lectures in Paleomagnetism. — Essayo Press, http://carthref.org/MAGIC/books/Tauxe/2005/.

UYEDA, S., FULLER, M. D., BELSCHÉ, J. C., GIRDLER, R. W. 1963: Anisotropy of Magnetic Susceptibility of Rocks and Minerals. — *Journal of Geophysical Research* **68/1**, 279–291.

VÉRTES L. 1969: Kavics ösvény. — Gondolat Kiadó, Budapest, 235 p.

ZHU, R., LIU, Q., JACKSON, M. J. 2004: Paleoenvironmental significance of the magnetic fabrics in Chinese loess-paleosols since the last interglacial (<130 ka). — *Earth and Planetary Science Letters* **221**, 55–69.

Kézirat beérkezett: 2007. 01. 19.

I. Függelék

Az értekezésben használt AMS-mérőszámok:

Anizotrópia foka (P) = $\kappa_{max} / \kappa_{min}$

Mágneses lineáció (L) = $\kappa_{max} / \kappa_{int}$

Mágneses foliáció (F) = $\kappa_{int} / \kappa_{min}$

Az ELLWOOD (1984) és LIU et al. (2005) által az elsődleges és másodlagos szövet elkülönítésére alkalmazott mérőszámok:

A foliációs sík (κ_{min}) és a vízszintesnek feltételezett ülepedési sík kapcsolata (V>45° az elsődleges szövet esetén), (*V*) = sin-1$\sqrt{(\kappa_{int}-\kappa_{min})/(\kappa_{max}-\kappa_{min})}$ [°]

Alakfaktor (*q*) = $(\kappa_{max} - \kappa_{int})/[(\kappa_{max} + \kappa_{int})/2 - \kappa_{min}]$

II. Függelék

A vizsgált minták átlagos szuszcepibilitása, anizotrópia foka (P), lineáció (L) és foliáció (F) értékei, illetve a földrajzi koordinátarendszerben megjelenített főszuszceptibilitás-irányaik.

Sz.h.	Átlag MS [10^-6 SI]	Anizotr. foka (P)	Lineáció (L)	Fóliáció (F)	Főszuszceptibilitás-irányok					
					deklináció (°)			deklináció (°)		
					max.	interm.	min.	max.	interm.	min.
Bag (áth.)	463,67	1,0167	1,0057	1,0109	251,2	341,9	150,1	2,8	14,2	75,5
	327,47	1,0333	1,0023	1,0309	295,8	26,7	142,6	9,9	4,9	79,6
	432,08	1,0284	1,0036	1,0247	216,1	124,3	326,5	6,2	16	72,7
	432,98	1,0250	1,0046	1,0203	269,8	359,9	128,7	2,7	2,1	86,6
Basaharc	521,65	1,0167	1,0054	1,0112	165,2	75,1	340,5	8	0,6	82
	521,38	1,0153	1,0061	1,0092	95,5	185,6	278,3	9,5	0,5	80,5
	506,87	1,0133	1,0041	1,0092	170,3	264,5	21,2	20,4	11	66,6
	499,45	1,0154	1,0045	1,0109	57,6	150,7	308	7,9	20,9	67,6
	407,2	1,0096	1,0030	1,0065	56,7	326,4	174,2	3,3	6,3	82,9
	484,03	1,0124	1,0047	1,0077	159	249,2	343,1	11,7	0,8	78,2
	507,53	1,0118	1,0060	1,0057	338,8	70,8	208,8	9,9	11,4	74,9
	524,18	1,0061	1,0044	1,0017	192,4	282,7	23,4	9,8	1,9	80,1
	443,33	1,0096	1,0013	1,0082	220,6	126,8	27,3	32,1	6,1	57,2
	496,78	1,0110	1,0044	1,0065	187,8	97,5	293,9	2,1	7,2	82,5
	478,23	1,0112	1,0054	1,0057	139,1	229,9	14,1	5,5	7,8	80,4
	454,68	1,0084	1,0021	1,0063	204	113,7	295,4	0,6	25	65
	423,92	1,0111	1,0015	1,0096	168,4	258,7	44	3,4	4,9	84,1
Dunaszekcső (átkevert)	232,9	1,0250	1,0089	1,0160	196,5	286,6	82,5	1,6	3,6	86,1
	644,18	1,0138	1,0021	1,0117	341,6	73,8	209,4	10,8	11,4	74,2
	475,4	1,0276	1,0085	1,0190	25,1	115,1	268,3	1,2	2,3	87,4
	467,42	1,0208	1,0038	1,0169	44,5	135,4	258,8	8,3	5,6	79,9
	400,9	1,0181	1,0030	1,0151	184,9	93,6	290,3	4,6	16,1	73,2
	213,07	1,0178	1,0019	1,0159	154,1	64,1	328,4	3,9	0,4	86,1
	414,38	1,0150	1,0025	1,0125	76,3	167,4	327,5	4,6	13,2	76
Galgahévíz	372,05	1,0125	1,0011	1,0114	315,4	46	159,7	8,9	4	80,2
	351,35	1,0181	1,0019	1,0162	262,1	353	142,4	5,5	9,4	79,1
	439,17	1,0125	1,0020	1,0105	208,1	298,7	70	6,2	5,6	81,6
	534,02	1,0127	1,0012	1,0115	204,8	295,1	108,1	1,3	11	78,9
	465,07	1,0180	1,0044	1,0135	125,4	215,8	345,6	5,3	4,4	83,1
	387,32	1,0080	1,0006	1,0074	143	235,5	30,5	7,6	17,6	70,7
	433,43	1,0142	1,0023	1,0119	227,9	322	117,7	9,3	23,4	64,5
	377,97	1,0119	1,0026	1,0093	35,5	303,6	188,1	15	7,4	73,2
	411,03	1,0109	1,0012	1,0097	224,1	314,2	123,2	0,9	4,4	85,5
Hévízgyörk	577,85	1,0155	1,0028	1,0127	335	72	210,9	16,7	22	61,8
	662,53	1,0141	1,0037	1,0104	24,9	294,7	202,9	18,3	0,6	71,7
	543,62	1,0101	1,0050	1,0050	17,3	109,8	230,6	14,7	9,1	72,6
	419,77	1,0095	1,0017	1,0077	279,7	189	19,4	2,5	14,4	75,3
	566,78	1,0082	1,0020	1,0062	43,8	313,3	140,7	1,9	15,1	74,8
	529,18	1,0096	1,0027	1,0068	27,6	118,5	278,4	4,2	11,7	77,5
	415,82	1,0078	1,0021	1,0057	75,8	345,8	255,5	9,6	0,1	80,4
	471,23	1,0114	1,0033	1,0081	198,4	108,3	331,7	1,2	1,3	88,2
	434,63	1,0091	1,0020	1,0071	77,3	346,8	251,9	16,4	1,4	73,6
	340,12	1,0115	1,0012	1,0103	21,7	291,5	138,5	2,3	4,6	84,8
	384,13	1,0097	1,0053	1,0044	183,1	273,4	73,3	2,5	6,9	82,6
	494,33	1,0095	1,0014	1,0080	25,6	116,3	282,6	3,1	13	76,6
Hévízgyörk (áthalmozott)	397,8	1,0193	1,0022	1,0171	301	31	125,5	2,8	0,2	87,2
	377,6	1,0128	1,0035	1,0093	17,1	107,4	282	1,2	13	76,9
	413,63	1,0180	1,0025	1,0155	206,2	296,2	110,4	0,5	4,8	85,2
	356	1,0193	1,0019	1,0174	241,8	151,2	41,6	10,4	3,7	79
	328,05	1,0165	1,0041	1,0123	304,2	34,4	147,5	5,2	2,2	84,4
	319,8	1,0212	1,0013	1,0199	243,9	153,6	43,9	7,7	2,8	81,8
	386,13	1,0179	1,0024	1,0155	50,8	320,7	171,2	2,1	3,6	85,9
	368,98	1,0189	1,0011	1,0178	233,3	323,3	140,9	0,2	5,6	84,4
	426,82	1,0117	1,0007	1,0110	226,3	136,3	46,3	13,7	0	76,3
	390,72	1,0200	1,0040	1,0160	231	321	51,4	9,6	0,1	80,4

Sz.h.	Átlag MS [10^{-6} SI]	Anizotr. foka (P)	Lineáció (L)	Fóliáció (F)	Főszuszceptibilitás-irányok					
					deklináció (°)			deklináció (°)		
					max.	interm.	min.	max.	interm.	min.
Isaszeg	529,43	1,0149	1,0041	1,0108	47,7	314,9	150,7	6,1	24,5	64,7
	651,15	1,0103	1,0018	1,0085	9,3	274,4	112,8	8,3	30,4	58,3
	597,03	1,0151	1,0020	1,0131	13,1	281,9	143,7	7,9	9	78
	476,75	1,0160	1,0057	1,0103	250,5	341,3	110,7	9,2	7,7	77,9
	468,37	1,0115	1,0018	1,0097	307,6	37,8	132,2	14,1	1,1	75,9
	608,73	1,0134	1,0020	1,0114	39,4	308,3	143,4	3,9	15,3	74,2
	574,55	1,0177	1,0047	1,0129	244,6	340,3	141,5	8,7	32,5	56,1
	504,18	1,0154	1,0015	1,0139	80,8	350,3	178,2	2	15,4	74,4
	711,42	1,0138	1,0037	1,0101	192,6	286,1	89	7	26,5	62,5
	595,28	1,0170	1,0041	1,0128	30,3	299,3	131,1	3,3	16,6	73,1
	487,35	1,0130	1,0009	1,0121	15,8	277,6	135,9	16,9	25,3	58,9
Sióagárd	372,63	1,0075	1,0042	1,0033	202,6	292,7	66,3	2,4	2,3	86,7
	316,98	1,0101	1,0050	1,0050	170,2	261,8	50,8	7,3	12,6	75,4
	293,17	1,0176	1,0042	1,0133	249,9	340,2	89,5	6,8	2,4	82,8
	339,05	1,0216	1,0045	1,0170	259,1	168,9	23,5	2,6	3,8	85,4
	343	1,0185	1,0054	1,0130	173,7	264,8	49,9	6,5	9,5	78,5
	276,53	1,0200	1,0030	1,0170	152,5	242,5	59,6	0,3	6,4	83,6
	330,13	1,0066	1,0051	1,0015	184,8	278	62	11	16,2	70,3
	256,65	1,0207	1,0085	1,0121	332,8	62,8	153,9	4,3	0,1	85,7
	330,35	1,0198	1,0059	1,0139	301,3	31,3	126,6	4,4	0,4	85,5
	323,08	1,0199	1,0049	1,0150	313,8	223,4	114,4	8	2,8	81,5
Vácbottyán (áthalmozott)	361,62	1,0559	1,0041	1,0516	194,7	103,4	295,5	3,9	19,5	70,1
	401,33	1,0571	1,0063	1,0504	193,2	101,2	296,3	5,1	20,9	68,4
	406,05	1,0739	1,0087	1,0645	175,4	84	288,8	5,9	13,2	75,5
	342	1,0638	1,0103	1,0530	184,6	94,5	279	0,7	9,1	80,8
	382,62	1,0634	1,0054	1,0576	174,7	82,6	292,9	8,1	14,5	73,3
	376,35	1,0705	1,0167	1,0529	193,9	103,6	312,1	3	5,6	83,6
	389,8	1,0641	1,0114	1,0521	185,9	95,3	287,2	2,7	13	76,7
	398,42	1,0693	1,0091	1,0597	1,5	92,1	265,7	1,9	17,7	72,2
	363,85	1,0717	1,0107	1,0603	16,7	107,1	277	2	11,3	78,5
	426,85	1,0748	1,0098	1,0644	175,1	82,9	280,5	6	20,7	68,4
	411,72	1,0613	1,0093	1,0516	177,8	85,1	299	9,8	15,4	71,6
	348,1	1,0607	1,0064	1,0540	358,8	88,9	267,7	0,3	16,8	73,2
	364,95	1,0657	1,0094	1,0558	18,3	108,4	274,4	0,8	3,3	86,6
	406,35	1,0646	1,0134	1,0505	182	86,9	303	13,4	20,4	65,2
Verőce (áthalmozott)	378,32	1,0422	1,0121	1,0297	112,6	22,3	260,1	5,4	3,4	83,7
	391,18	1,0329	1,0109	1,0218	88,4	178,9	281,7	10,1	2,3	79,6
	355,68	1,0356	1,0116	1,0238	82,3	351,8	218,7	5,4	5,1	82,5
	381,42	1,0318	1,0078	1,0238	91,4	1	209,6	3,4	6,3	82,8
	396,22	1,0372	1,0094	1,0275	83,4	353,3	244,3	4	1,4	85,8
	397,95	1,0390	1,0062	1,0326	79,9	349,9	200,3	1,2	2	87,7
	394,72	1,0443	1,0131	1,0308	103,8	13,5	206,8	2	8,6	81,1
	351,57	1,0248	1,0032	1,0215	147,5	56,9	283	6,1	5,9	81,5
	324,75	1,0326	1,0074	1,0251	80,1	170,5	284,7	7,2	3,3	82
	425,9	1,0413	1,0123	1,0287	119	28,9	261,9	3,8	2,8	85,3
	343,73	1,0359	1,0091	1,0265	103,2	12,6	257,5	8,5	4	80,6

Földtani Közlöny 137/4, 557 580. (2007), Budapest

A bór geokémiai szerepe szubdukciós zónákban

(A bór geokémiai változékonysága a Kárpát–Pannon térségben)

Geochemical importance of Boron in subduction zones

(Geochemical variation of boron in the Carpathian–Pannonian Region)

GMÉLING Katalin[1,2] – HARANGI Szabolcs[2] – KASZTOVSZKY Zsolt[1]

(7 ábra, 1 táblázat)

Tárgyszavak: bór, szubdukció, metamorfózis, prompt gamma aktivációs analízis
Keywords: boron, subduction, metamorphism, prompt gamma activation analysis

Abstract

The importance of the light elements in geochemistry has been growing because the analytical techniques for measuring them have improved considerably. Boron is an incompatible and fluid mobile element possessing two isotopes, the respective occurrences of which differ greatly in nature, and also the abundance of boron greatly differs in different reservoirs. These facts make boron an important tracer of the recycled materials in subduction zones. In the subducting slab most of the boron is concentrated in the oceanic crust and sediments, but most of it leaves the slab close to the suture zone of the subduction. However, some minerals can retain boron and carry it further down into the mantle, even reaching depths of the lower mantle and taking part in deep recycling. This article summarizes the most important geochemical features of boron, its behaviour in different reservoirs and its fractionation during different processes. The most suitable analytical techniques for B concentration measurements will be reviewed, emphasizing the non-destructive nuclear method of prompt gamma activation analysis (PGAA). This article also resumes conclusions based on the B data measured in volcanic rocks from the Carpathian-Pannonian Region with PGAA. It is emphasized that the origin of the calc-alkaline magmas in this region cannot be explained only by flux-melting, but must also take into consideration decompression melting of upwelling, metasomatised asthenospheric material. This is consistent with the post-collisional occurrence of the magmatism and partly, with the relationship to the main extensional phase of the Pannonian Basin.

Összefoglalás

A mérési technikák fejlődésével a könnyű elemek szerepe a geokémiában megnőtt. Egyre több olyan elem kerül a geokémikusok látókörébe, amelyek segítségével szélesebb körű információt nyerhetünk a földtani folyamatokról. A bór egy olyan könnyű, fluid-mobilis és inkompatibilis nyomelem, amelynek két stabil izotópja van jelentősen eltérő természetes gyakorisággal. Ezért a metamorf és vulkáni kőzetek bórkoncentrációjának és stabilizotóp-arányának vizsgálata nélkülözhetetlen információkkal szolgál a szubdukciós zónák anyagkörforgalmának vizsgálatában, amihez hozzájárul a bórnak különböző geokémiai rezervoárokban való igen eltérő gyakorisága is. Az óceáni lemez és a rajta található üledékek jelentős mennyiségű bórt tartalmaznak, amelynek nagy része már az óceáni lemez alábukásának kezdeti szakaszában távozik, de stabilabb ásványfázisokkal akár nagyobb mélységbe is juthat, ahol részt vesz a földköpeny alsóbb régióit is érintő anyagkörforgási ciklusokban. E tanulmány összefoglalja a bór geokémiai tulajdonságait, eltérő rezervoárokban való viselkedését, frakcionációját, hogy megismer-

[1]Magyar Tudományos Akadémia, Izotópkutató Intézet, Nukleáris Kutatások Osztálya, Budapest, 1121. Konkoly Thege M. út 29–33., e-mail: gmeling@iki.kfki.hu

[2]ELTE-TTK, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Geológiai és Környezetfizikai Központ, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest, 1117. Pázmány P. Sétány 1/C

hessük ennek a nyomjelző elemnek a fontosságát. Áttekintjük a bór mérésére alkalmazott analitikai módszereket is, különös hangsúlyt helyezve a prompt gamma aktivációs analízisre (PGAA). A Kárpát-Pannon térség vulkáni kőzetein elsőként mértünk nagy pontosságú bórkoncentráció adatokat prompt gamma aktivációs analízissel. Bemutatjuk a bórkoncentráció-értékek változását mind térben mind időben, ami alapján következtetés vonható le a magmatizmus és a szubdukció kapcsolatára. Rámutatunk arra, hogy a mészalkáli magmák keletkezése nem dehidratációs olvadással, hanem metaszomatizált asztenoszféra-anyag nyomáscsökkenéses olvadásával magyarázható. Ez összhangban van a magmatizmus posztkollíziós jellegével és részben a Pannon-medence extenziójához való kapcsolódásával.

Bevezetés

A földkéreg és a földköpeny közti kémiai kölcsönhatások tanulmányozására és a két geokémiai rezervoár hosszú távú fejlődésének megértésére megfelelő kutatási területek a szubdukciós zónák. A szubdukciós zónákhoz kapcsolódó vulkáni kőzetek geokémiai vizsgálata során a kutatók felfigyeltek néhány elemre és elemarányra, amelyekkel a mélyben zajló folyamatok érzékenyen jellemezhetők. Így például a vulkáni kőzetekben tapasztalt fluid-mobilis elemekben való gazdagodás (pl.: Cs, Ba, K, Sr, U, Pb) és a fluid-immobilis elemek (pl.: Nb, Ta, Ti, Zr, Hf) viszonylagos szegénysége, egyértelműen jelzi, hogy az ebben a környezetben képződött magmák egy olyan forrásrégióból származnak, amelyet az alábukó lemezből távozó fluidumok és olvadékok metaszomatizáltak (pl.: TATSUMI & EGGINS 1995; ELLIOTT 2003).

A földköpeny és az alábukó kőzetlemez közti anyagáramlási folyamatok vizsgálatában különösen a vulkáni kőzetekben lévő kis atomtömegű nyomelemek és izotópjaik, mint például a lítium (Li), a berillium (Be) és a bór (B) nyújtanak segítséget. Ezek a vizsgálatok az 1980-as években indultak meg (RYAN & LANGMUIR 1987, 1988, 1993). Ezen elemek közül különösen a fluid-mobilis és inkompatibilis bór vizsgálata került előtérbe. A bór legnagyobb mértékben az óceáni üledékekben (~120 μg/g) és az óceáni kéregben (~80 μg/g) dúsul fel, míg a felső köpeny átlagos bórtartalma nagyon alacsony (~0,3 μg/g). A metamorf és magmás kőzetek bórkoncentráció és stabilizotóp arányainak részletes vizsgálata segített megalapozni a lemez dehidratációs és szubdukciós folyamataira vonatkozó új elképzeléseket. A szubdukciós övezetek magmás kőzeteiben tapasztalható viszonylag magas bórkoncentráció egyértelmű jelzője a vizes fluidumok szerepének a magmaképződésben, míg a Be-izotóparányok döntő bizonyítékkal szolgáltak arra, hogy a lemezalábukás során üledékes anyag is kerül a magmák forrásrégiójába. A tanulmány első felében összefoglaljuk e kutatások legfontosabb eredményeit.

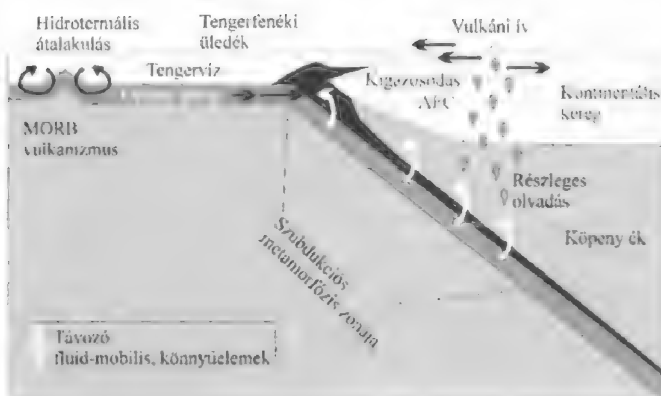
A bór koncentrációjának mérése nem egyszerű feladat (kicsi a tömegszáma, illetve bizonyos mérési módszerek esetén a mintaelőkészítés nehézkes), talán ez az egyik oka annak, hogy a bórgeokémiai vizsgálatok csak az utóbbi egy-két évtizedben kezdtek elterjedni. A teljes kőzetek bórkoncentráció-mérésére az egyik legalkalmasabb módszer a prompt gamma aktivációs analízis (PGAA), amely biztosítja a bór nagy pontosságú mérését, még kis koncentráció esetén is, roncsolásmentesen, amelyhez a megkívánt nukleáris analitikai eszköz hazánkban is megtalálható. A T 037974-es számú OTKA-pályázat keretében elsőként mértünk

bórkoncentráció-adatokat hazai vulkáni kőzeteken prompt gamma aktivációs analízissel (GMÉLING et al. 2005, 2006, 2007a, b). A kutatási program elsődleges célja az volt, hogy vizsgáljuk a bór geokémiai változékonyságát a Kárpát–Pannon térség közvetlenül vagy közvetetten szubdukcióhoz kapcsolódó neogén–kvarter vulkáni képződményeiben. A kapott adatok birtokában következtetéseket vonunk le a magmatizmus és a szubdukció kapcsolatára. Mivel egy új módszer geológiai alkalmazásáról van szó, ezért először tesztelnünk kellett az eljárás pontosságát. Miután megbizonyosodtunk az MTA Izotópkutató Intézet által működtetett prompt gamma aktivációs analitikai berendezés geokémiai alkalmazhatóságáról, kezdtük meg a térség vulkáni kőzeteinek vizsgálatát. A tanulmány második részében összefoglaló ismertetést adunk ezekről az eredményekről.

Szubdukciós zónák és anyagkörforgalmuk

A földköpeny legfelső része és a földkéreg egy viszonylag rideg kőzetburkot (litoszféra) alkot, ami néhány nagyobb és több kisebb lemezre tagolódik. Az egymáshoz képest távolodó lemezek között új óceáni kéreg formálódik. A közeledő lemezek szegélyzónájában a nagyobb sűrűségű óceáni kőzetlemez a kontinentális litoszféra alá bukik és a földköpenybe nyomul. E folyamat során sokszor üledékes kőzetanyag is kerül a földköpenybe. A szubdukciós zónák tehát a földköpeny és a földkéreg közti anyagkörforgalom legfőbb helyszínei. A nagyléptékű anyagkörforgalom jelentős mértékben befolyásolja a földköpeny összetételét, és közvetlen kihatása van nemcsak a szubdukciós zónákban megjelenő magmás kőzetekre, hanem az óceáni és kontinens belseji bazaltok kémiai sajátságaira is.

Az óceánközépi hátságok környezetében magas a hőáram, mivel az asztenoszféra-köpeny anyaga felfelé áramlik. A magas hőáram elősegíti, hogy a tengervíz akár ~500 m mélységig átalakítsa az óceáni kérget. A szubdukciós övezetekben, az alábukó átalakult óceáni lemez kőzeteinek pórusaiban és ásványaiban található H_2O és más illó összetevők folyamatosan távoznak a növekvő hőmérséklet és nyomás hatására. Az alábukó lemez dehidratációja már a szubdukció kezdeti, sekély mélységű szakaszában elkezdődik és több, mint 100 km-es mélységig tart (*1. ábra*). A korán távozó fluidumok felfelé áramlanak és forró forrásokat, iszapvulkánokat vagy szerpentinit-diapíreket hoznak létre az ív előtti régióban. A nagyobb mélységbe jutó fluidumok a köpenyék kőzeteit hidratálják és



1. ábra. Egy szubdukciós zóna sematikus keresztmetszeti rajza

Figure 1 Schematic cross section of a subduction zone. White arrows indicate the way of outgoing fluids

metaszomatizálják, ezzel csökkentve azok olvadáspontját. Mindez elősegíti a magmaképződést, ami lemezszegélyi vulkanizmust eredményezhet. A vulkáni ívek magmáinak forrásrégiója többnyire az alábukó lemez feletti hidratált köpenyékben található. A dehidratált kőzetlemez anyaga a felső köpeny alsó részén vagy a földköpeny és a földmag határán halmozódik fel. Ezek az ősi óceáni litoszféradarabok a földköpeny kémiai heterogenitását eredményezik, amelyre a mély köpenycsóvák felett elhelyezkedő óceáni szigetvulkánok kőzeteinek nyomelem- és izotóp-összetétele is utal (HOFMANN 1997).

A szubdukciós zónák anyagáramlása tehát különböző léptékben zajlik, az alábbiak szerint:

1. az alábukó kőzetlemezből kis mélységben távozó fluidumok juthatnak a felszínre az ív előtti régióban;

2. a nagyobb mélységben távozó fluidumok és olvadékok földköpeny-átalakító hatása hozzá járul a vulkáni ívek alatt képződő magmák, ezáltal a gyarapodó kontinentális kéreg jellegzetes geokémiai összetételéhez;

3. a földköpenybe nagy mélységbe szubdukált óceáni lemezmaradék anyagából forró köpenycsóvák (plume) indulhatnak felfelé forró pont (hot spot) vulkánosságot eredményezve.

A bór geokémiája

A bórnak (B) kicsi az atomtömege (PFENNIG et al. 1998), ezért könnyű elemnek nevezzük. A nemfémes B a periódusos rendszer második periódusában található, a rendszer ötödik eleme. Kis ionsugara van, a természetben háromszorosan pozitív (B^{3+}) ionként fordul elő. A kristályos B keménysége nagy, a B a gyémánt után ismert legkeményebb anyag (Mohs-skálán 9,3-as). Elemi B a természetben nem található, de a bórax és más ásványai nagy mennyiségben bányászhatók.

A B ásványokban, olvadékban és fluidumokban trigonális vagy tetragonális koordinációban kapcsolódik az oxigénhez. A B–O kötések erősen kovalens jellegűek. A B nem formál elszigetelt B^{3+}-ionokat, a természetben szinte kizárólagosan oxigénhez kötődik és $B(OH)_3$, illetve $B(OH)_4^-$ vagy más komplex ion formájában van jelen. A B^{3+} ionsugara 20 pm, míg tetraéderes koordinációban annál sokkal kisebb. A B ionsugara a C ionsugarával közel azonos, ami lehetővé teszi, hogy kalcitba (^{III}B), aragonitba és gyémántba (^{IV}B) is beépüljön. Szilikát ásványokban a tetraéderes pozícióban lévő Al^{3+}-, vagy Si^{4+}-iont helyettesíti, ami töltéskiegyenlítést igényel és némi torzulást okoz a TO_4 egységekben, mivel a B^{3+} ionsugara jóval kisebb.

A B-nak két természetes, stabil izotópja van (^{10}B és ^{11}B), amelyek gyakorisága a természetben 19,9 és 80,1 atom% (PFENNIG et al. 1998). A két izotóp gyakoriságában mutatkozó nagy relatív különbség felelős a természetben előforduló ~100‰-es változásért (PALMER & SWIHART 2002; 1. végjegyzet). Geológiai vizsgálatokban a B radioaktív izotópjai (^{8}B és $^{12-19}B$) nem használhatók fel, mert felezési idejük kevesebb, mint 1 másodperc (PFENNIG et al. 1998). Alacsony hőmérsékleten jelentős mértékű frakcionáció mutatkozik a két stabilizotóp arányában, aminek köszönhetően a B stabilizotóp tanulmányok felhasználhatóak a Föld felszíni folyamatainak tanulmányozásában (pl.: HEMMING & HANSON 1992; BARTH 1998), valamint a

kőzetlemez alábukáshoz kapcsolódó szerpentinitekben és szigetív bazaltokban a fluidumok nyomon követésére (pl.: ISHIKAWA & NAKAMURA 1994; BENTON et al. 2001). A B-izotóprendszer segítségével vizsgálták a Föld szubdukciós zónáiban a víz-üledék kölcsönhatást, az óceáni kéreg átalakulását és a dehidratációs folyamatokat diagenezis és metamorfózis közben és más, egyéb anyagáramlási folyamatokban. A ^{11}B erősebb kötési energiát mutató trigonális szerkezetbe épül be, míg a könnyebb ^{10}B-izotóp a tetraéderes koordinációjú bórt gazdagítja (PALMER & SWIHART 2002). Az üledékek (–1,6‰), az átalakult óceáni kéreg és a szerpentinitek (+8,3 és +12,6‰) δ^{11}B-értéke jóval magasabb, mint az óceánközépi hátság bazaltjaié (MORB; –3‰ és –7‰), mivel a tengervízzel való kölcsönhatáskor a nehezebb izotópokban gazdagodnak. Így a jelentősen hidratált óceáni lemez nehéz B izotópokat szállít a földköpenybe (–4 – –6‰). A nehezebb izotópok (^{11}B) távozása a szubdukálódó anyagból csökkenő δ^{11}B-értékeket eredményez ívre merőlegesen az alábukástól az ív mögötti medence irányába. (Mivel bórizotóp-adatok nem, vagy csak kis számban állnak rendelkezésünkre a hazánk területén található kőzetekből, ezért a bórizotópok geokémiai jelentőségét ebben a cikkben részletesebben nem fejtjük ki.)

A könnyű elemek, mint például a B, Be és a Li viselkedése különböző az alábukó lemez dehidratációja és olvadása során. Kísérletileg meghatározott ásvány/fluid megoszlási együtthatójuk klinopiroxén esetén a következőképpen alakul: $D_B < D_{Li} < D_{Be}$, míg gránát esetén szintén a B a legkevésbé kompatibilis elem. A Li a Be-nál kissé kompatibilisebben viselkedik (BRENAN et al. 1998a). A három könnyű elem egymáshoz viszonyított ásvány/olvadék megoszlási együtthatója a következő: $D_B < D_{Be} < D_{Li}$ (BRENAN et al. 1998b), azaz köztük a bór leginkompatibilsebb.

Bór mobilitása vizes fluidumokban

A B az egyik leginkább mobilis nyomelem vizes fluidumokban a többi, ugyancsak fluid-mobilis könnyű elemhez viszonyítva, mint amilyen például a Be vagy a Li. A B fluid-mobilitása onnan ered, hogy enyhe elektropozitivitása miatt az általa kialakított kötésekben van egy lényeges kovalens komponens. A természetben leggyakrabban három vagy négy oxigénhez kapcsolódik, és BO_3^{3-} és BO_4^{5-} komplexeket alkot (WHITE 2001). A bór vízben leginkább a 3-as koordinációjú $B(OH)_3$-csoport (bórsav) és a 4-es koordinációjú $B(OH)_4$-ion (borát) formájában jelenik meg. A tengervíznek aránylag magas a B-koncentrációja (~4,4 μg/g); a borát — ami egy erősen oldékony komplex — a tengervíz egyik fontos ionja. A 3-as és a 4-es koordinációjú csoportok arányát a pH változása érzékenyen befolyásolja. Lúgos közegben a borátion, míg savas közegben inkább a bórsav uralkodik. A borát tehát vízben mobilis, azaz a B könnyen kilúgzódik a kőzetekből mállás, vagy metamorfózis során. A B a vizes fluidumokkal együtt, viszonylag gyorsan távozik a szubdukálódó óceáni lemezből és üledékekből is, gazdagítva a szubdukcióhoz kapcsolódó magmák forrásrégióját.

Üledékes és vulkáni kőzetek B-tartalma változhat mállás, fizikai átalakulás közben, vagy hidrotermális fluidumok hatására. A vizes fluidumokkal kölcsönhatásba kerülő ásványok, vagy kőzetek B-tartalma nőhet vagy csökkenhet attól függően, hogy milyen P-T körülmények közt vannak jelen, vagy milyen a fluidum

kémiai, vagy a kőzet ásványos összetétele. Vizes fluidumok minden körülmény közt hatékonyan szállítják a B-t. BRENAN et al. (1998b) nagynyomású (2GPa) és hőmérsékletű (900 °C) kísérleteiben a B extrém fluid-mobilitási tulajdonságát mutatták ki a felső köpenyben ($D^{cpx/fluid}$ = ~0,016).

Bór viselkedése magmás differenciáció és részleges olvadás során

A bór másik, geokémiai szempontból fontos tulajdonsága a magmás folyamatokban való inkompatibilitása. Az inkompatibilitás a nagy ionsugarú vagy nagy iontöltésű nyomelemek tulajdonsága (pl.: B, K, Ba, Nb, Rb, Pb, Zr, Hf, Ti). Ezek a nyomelemek inkább az olvadékban dúsulnak, mind parciális olvadás, mind pedig frakcionációs kristályosodás során. Ezzel szemben, a kompatibilis elemek (pl.: Ni, Cr, Co) a kristályos fázist részesítik előnyben. A fő kőzetalkotó ásványokra nézve a B ásvány/olvadék megoszlási együtthatója kisebb mint 0,1 (BRENAN et al. 1998a), vagyis a B erősen inkompatibilis viselkedésű. A B viszonylag kis méretű elem (atomsugara 98 pm), közepes erősségű (3+) iontöltéssel. A nagy iontöltésű, kis ionsugarú nyomelemeket nagytérerejű elemeknek nevezzük (HFSE = High Field Strength Elements; pl.: Ti, Zr, Hf, Nb, Ta). Ezek az elemek kevésbé fluid-mobilisak. A kistérerejű, nagy ionsugarú nyomelemeknek (LILE = Large Ion Lithophile Elements) ezzel szemben nagy a fluid-mobilitási hajlama. A B szigorúan egyik csoportba sem sorolható be. A földköpeny kőzetek olvadása közben a B inkompatibilisen viselkedik, teljes kőzet/olvadék megoszlási együtthatója D_B ˜ 0,01–0,03 közt változik (RYAN & LANGMUIR 1993; CHAUSSIDON & JAMBON 1994; BRENAN et al. 1998a). RYAN & LANGMUIR (1987, 1988, 1993), valamint RYAN et al. (1996) kimutatták, hogy a hasonló inkompatibilitású B-Be, B-Nb, B-K elempárok aránya függ a parciális olvadás körülményeitől. Mintegy 10%-os olvadás esetén — ha nem marad vissza amfibol — a B/Be, B/Nb és B/K arányok a forrásrégióhoz viszonyítva nem frakcionálódnak. Kisebb fokú olvadás esetében a B/K arány háromszor nagyobb, míg a B/Nb-arány kétszer kisebb lehet, mint a kiindulási anyagban, ami ezen nyomelemek amfibolhoz való különböző viszonyával magyarázható. Mivel a szigetívek alatt az olvadás mértéke általában viszonylag nagy (>10%, STOLPER & NEWMAN 1994), a primitív szigetív magmák nagy B/Be és B/Nb aránya egyértelműen egy gazdagodott forrásrégiót tükröz (BRENAN et al. 1998b), amit az alábukó kőzetlemezből származó B-gazdag fluidumok metaszomatizáltak (RYAN & LANGMUIR 1987, 1988, 1993; RYAN et al. 1996; MORRIS et al. 1990; ISHIKAWA & NAKAMURA 1994).

Különböző rezervoárok bórkoncentrációja

A szubdukciós zónák alatti magmaforrás-régiók geokémiai jellegét alapvetően meghatározza a földköpeny természete, valamint a mélybe jutó üledékek összetétele.

A primitív földköpeny becsült B-koncentrációja 0,26±0,1 μg/g (CHAUSSIDON & JAMBON 1994; CHAUSSIDON 1995; MCDONOUGH & SUN 1995; PALME & O'NEILL 2003; *1. táblázat*), míg a jelenlegi földköpeny átlagosan 0,05-0,8 μg/g B-t tartalmaz (AGYEI &

1. táblázat. A bórkoncentráció és bórizotóp aránya különböző közegekben

Table 1. Boron concentration and $\delta^{11}B$ values of different reservoirs

Geológiai közeg	Bórkoncentrácó (μg/g)	δB^{11} érték (‰)
Primitív földköpeny	0,26±0,1 μg/g; CHAUSSIDON & JAMBON (1994); CHAUSSIDON (1995); MCDONOUGH & SUN (1995); PALME & O'NEILL (2003); < 0,3 μg/g	–10±2‰ CHAUSSIDON & MARTY (1995); CHAUSSIDON (1995)
Felső (kimerült) földköpeny	~0,01–0,1 μg/g; CHAUSSIDON & LIBOUREL (1993); CHAUSSIDON & MARTY (1995); LEEMAN & SISSON (2002); OTTOLINI et al. (2004)	
Földköpeny	0,05–0,8 μg/g; AGYEI & MCMULLEN 1978; CURTIS et al. 1980; HIGGINS & SHAW 1984; CHAUSSIDON & LIBOUREL 1993; CHAUSSIDON & JAMBON 1994; MCDONOUGH & SUN 1995; PAQUIN et al. 2004	–6±4‰ (eddigi adatok alapján) –4‰ RYAN et al. (1996)
Peridotitos földköpeny kőzetek	0,05–0,8 μg/g; AGYEI & MCMULLEN (1978); CURTIS et al. (1980); HIGGINS & SHAW (1984); SHAW et al. (1988); CHAUSSIDON & LIBOUREL (1993); CHAUSSIDON & JAMBON (1994); MCDONOUGH & SUN (1995); PAQUIN et al. (2004)	
MORB	0,08–0,5 μg/g 0,1–0,15 μg/g, CHAUSSIDON & MARTY (1995)	–3±1‰; SPIVACK & EDMONT (1987) –7‰; CHAUSSIDON & JAMBON (1994)
Óceáni kéreg	0,4–2,3 μg/g (MORB üveg) 1–11 μg/g; (differenciált kőzetek friss üvegei) RYAN & LANGMUIR (1987, 1993); NIU & BATIZA (1997)	
Alacsony hőmérsékleten átalakult/mállott óceáni bazaltok	0,7–290 μg/g; SPIVACK & EDMONT (1987); BERGERON (1989); ISHIKAWA & NAKAMURA (1992); MORAN et al. (1992); SMITH et al. (1995); LEEMAN (1996)	
Kis hőmérsékleten szerpentinesedett peridotitok	50–110 μg/g; BONATTI et al. (1984); SPIVACK & EDMONT (1987)	+8,3 és +12,6‰; SPIVACK & EDMONT (1987)
Nagy metamorf hőmérsékletű (> 150 °C) szerpentinitek	~24 μg/g; BONATTI et al. (1984)	
Tengervíz	4,4 μg/g; UPPSTROEM (1974); SPIVACK & EDMONT (1987)	
Kürtő fluidumok	3,8–11,5 μg/g; DOUVILLE et al. (2002)	+10‰ és +39‰; SPIVACK & EDMONT (1987); PALMER (1991)
Tengerfenéki üledékek	53 μg/g; LEEMAN & SISSON (2002)	–1.6‰; LEEMAN & SISSON (2002)
Karbonátok	0,3 és ~20 μg/g; SPIVACK & YOU (1997)	5,5±32‰; VENGOSH et al. (1991); HEMMING & HANSON (1992)
Tengeri agyagok	10–200 μg/g; ISHIKAWA & NAKAMURA (1993); LEEMAN & SISSON (2002)	Tenger alatti szmektit –2 és +10‰; SPIVACK et al. (1987); ISHIKAWA & NAKAMURA (1993); LEEMAN & SISSON (2002) Terrigén eredetű agyagok 16–3‰; ISHIKAWA & NAKAMURA (1993); LEEMAN & SISSON (2002)

McMULLEN 1978; CURTIS et al. 1980; HIGGINS & SHAW 1984; SHAW et al. 1988; CHAUSSIDON & LIBOUREL 1993; CHAUSSIDON & JAMBON 1994; McDONOUGH & SUN 1995; PAQUIN et al. 2004; OTTOLINI et al. 2004). Számítások alapján a kimerült felső köpeny B-tartalma ~0,01–0,1 μg/g (CHAUSSIDON & LIBOUREL 1993; CHAUSSIDON & MARTY 1995; LEEMAN & SISSON 2002; OTTOLINI et al. 2004). A differenciálatlan óceánközépi hátsági bazaltok (MORB) kőzetüvegeinek B-tartalma 0,4–2,3 μg/g, ami tükrözi a bór inkompatibilitását. Differenciált kőzetek friss üvegei ennél még magasabb B koncentrációt mutatnak (1–11 μg/g; RYAN & LANGMUIR 1987, 1993; NIU & BATIZA 1997). Óceáni szigeti bazaltok (OIB) köpenyforrásának B-tartalma általában nagyobb a MORB köpenyforrásénál (CHAUSSIDON & MARTY 1995).

A földköpenyhez képest a tengeri és kontinentális üledékek bórkoncentrációja igen nagy. Bár karbonátos üledékekben a B koncentrációja viszonylag kicsi (0,3 és ~20 μg/g; SPIVACK & YOU 1997), tengeri agyagok azonban nagy B-tartalommal rendelkeznek (10–200 μg/g; ISHIKAWA & NAKAMURA 1993; LEEMAN & SISSON 2002). LEEMAN ÉS SISSON (2002) a tengerfenéki üledékek súlyozott átlag B-tartalmát, földi átlagban 53 μg/g-ra becsülte.

A bórkoncentráció változása mállás, metamorfózis, dehidratáció és szubdukció közben

Óceánfenéki metamorfózis, mállás

Tengerfenéki magmás kőzetek ásványos összetétele hidrotermális metamorfózis és mállás hatására bizonyos mértékig megváltozik, függően a hőmérséklettől, nyomástól és a kőzet/víz arányától valamint a hidrotermális fluidumok pH-értékétől (ALT 1995; LAVERNE et al. 2001). Néhány százalék H_2O-val gazdagodott kőzetben másodlagos fázisok, elsősorban hidratált ásványok, mint klorit, aktinolit, szmektit, szeladonit, zeolit, prehnit, pumpellyit vagy epidot keletkeznek. A kőzetek legjelentősebb átalakulása és H_2O-ban, K_2O-ban, valamint Ba, Li és B nyomelemekben való gazdagodása alapvetően az óceáni kéreg felső 500 méterére korlátozódik, de néhány helyen meghaladhatja az 1000–1500 m-t, amint azt a DSDP/ODP fúrások mutatják (BERGERON 1989; ISHIKAWA & NAKAMURA 1992; SPIVACK & STAUDIGEL 1994; SMITH et al. 1995; STAUDIGEL et al. 1996; BACH et al. 2001). A fő- és nyomelemek tengervíz és óceáni litoszféra közti vándorlását vizsgáló kísérletek azt bizonyítják, hogy a B kis hőmérsékletű (< 150 °C) metamorfózis során elsősorban agyagásványokba épül be (SEYFRIED & DIBBLE 1980; SEYFRIED et al. 1984, YOU et al. 1995, 1996). Tengerfenéki bazaltok (SPIVACK & EDMONT 1987; BERGERON 1989; SMITH et al. 1995; DOSTAL et al. 1996) és szerpentinesedett peridotitok (THOMPSON & MELSON 1970; BONATTI et al. 1984; SPIVACK & EDMONT 1987) vizsgálata negatív korrelációt jelez a B koncentrációja és az átalakulási hőmérséklet között. Kis hőmérsékleten átalakult vagy mállott óceáni bazaltok B-koncentrációja 0,7 és 290 μg/g közt változik (SPIVACK & EDMONT 1987; BERGERON 1989; ISHIKAWA & NAKAMURA 1992; MORAN et al. 1992; SMITH et al. 1995; LEEMAN 1996). Kis hőmérsékleten szerpentinesedett peridotitok B-koncentrációja 50 és 110 μg/g közötti (BONATTI et al. 1984; SPIVACK & EDMONT 1987). A metamorf hőmérséklet növekedésével (> 150 °C) a szerpentinitek B-koncentrációja csökken (BONATTI et al. 1984).

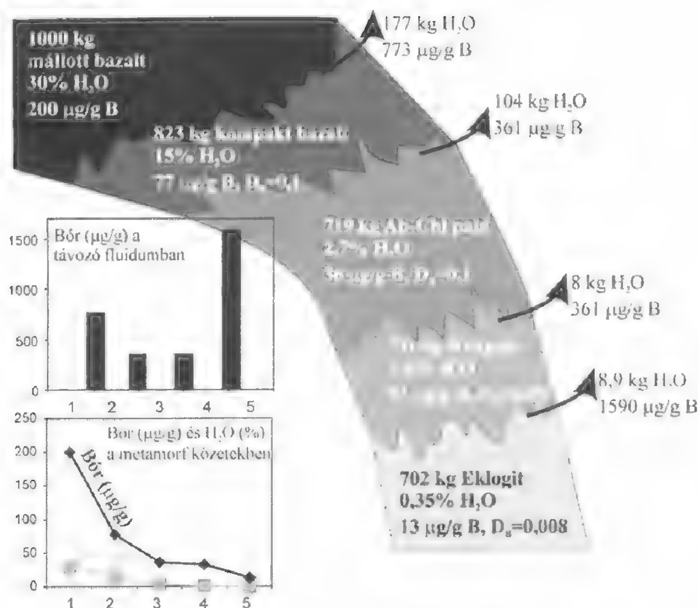
Szubdukciós folyamatok: nagy nyomású metamorfózis, dehidratáció és olvadás

A szubdukálódó óceáni litoszféra lemez és a vele együtt alábukó üledékek, a mélybeli nagy nyomás és hőmérséklet hatására átalakulnak, elvesztik víztartalmukat (dehidratálódnak). Az óceáni kéregben lévő víz pórusvízként, molekuláris kristályvízként vagy OH-tartalmú ásványban van jelen. A víz nagy része a szubdukció kezdeti szakaszában, az akkréciós ék kompakciója során távozik. Iszapvulkánok vizsgálatai (DEYHLE & KOPF 2001, 2002; KOPF & DEYHLE 2002) és kísérletek (JOHNSON & PLANK 1999) is bizonyítják, hogy jelentős mennyiségű B távozik az üledékekből és az átalakult óceáni kéregből már kis mélységben és hőmérsékleten (<200 °C). BEBOUT et al. (1999) metaüledékes és mafikus kőzetekben vizsgálták a B viselkedését nagy nyomású, progresszív metamorfózis közben és kimutatták, hogy a B-tartalom, a B/Be- és a B/Li-arány csökken, amint a metamorfózis foka növekszik lawsonit-albit fáciestől amfibolit fáciesig. A szerzők következtetései szerint a B legnagyobb mennyiségben a szubdukció kezdeti fázisában távozik az üledékekből és a metabazaltokból. Ezen folyamat egyik következménye, hogy a szubdukciós fronthoz közelebb elhelyezkedő magmás kőzetekben nagyobb (30–40 µg/g) a B-tartalom, mint az ív mögötti medencében (10–15 µg/g, MORRIS et al. 1990; RYAN et al. 1996).

Mivel a B elsősorban víztartalmú ásványokba, filloszilikátokba épül be, ezért a B mennyiségét mindenekelőtt ezen, víztartalmú ásványok vízvesztés során történő átalakulása befolyásolja. SCAMBELLURI et al. (2004) a természetes szerpentinitek és peridotitok B koncentrációját vizsgálták és a B csekély mértékű mobilitását tapasztalták, amint a szerpentinit dehidratációjával olivin-ortopiroxén-tartalmú kőzet keletkezik a szubdukálódó lemezben. Számításaik alapján a szerpentinit/fluid megoszlási együttható $D_B^{WR/fluid} = 0,2$ (WR = teljes kőzet). TENTHOREY & HERMANN (2004) kísérleteikben a könnyű elemek mobilitását vizsgálták szerpentinit felbomlása közben, ami hasonló értékeket adott bórra ($D_B^{WR/fluid} = 0,25$). Ezek alapján elmondható, hogy a B mérsékelten mobilizálódik a szerpentinit dehidratációja közben.

A metamorfózis fokának növekedésével a zöldpala fáciestől a kékpala fáciesen keresztül az eklogitokig a növekvő nyomás és hőmérséklet hatására a kőzetek H_2O-t, és más fluid-mobilis elemeket, mint például bórt veszítenek. A 2. *ábra* egy szubdukciós zónában alábukó mállott bazalt illóvesztését mutatja a különböző metamorf fáciesekben (MARSCHALL 2005). Az erősen mállott bazalt H_2O-tartalmának (30%) felét és B-koncentrációjának (200 µg/g) több mint felét veszíti el, mire metabazalttá (H_2O = 15%; B = 77 µg/g) alakul. A kompaktabb zöldpala már csak 2,7% H_2O-t, de még 36 µg/g B-t tartalmaz, de mire kékpala fáciesű lesz, H_2O-tartalma felére csökken (1,6%) viszont B-vesztesége kisebb mértékű (B = 32 µg/g). Az alábukó lemez eklogitjaiban már csak 0,35% a H_2O, míg a B-koncentráció 13 µg/g körüli. Az átalakult óceáni kéregből a dehidratáció kezdetétől az eklogit fáciesig távozó fluidumok bórtartalma 200–550 µg/g is lehet.

Az alábukó lemezből távozó fluidumok a köpeny peridotit kőzetét metaszomatizálják, csökkentve annak olvadáspontját, ami részleges olvadáshoz vezethet (pl. HAWKESWORTH et al. 1993, DAVIDSON 1996, DAVIES & STEVENSON 1992, TATSUMI & KOGISO 1997). A fluid-mobilis elemekben gazdagodott peridotit olvadása során az



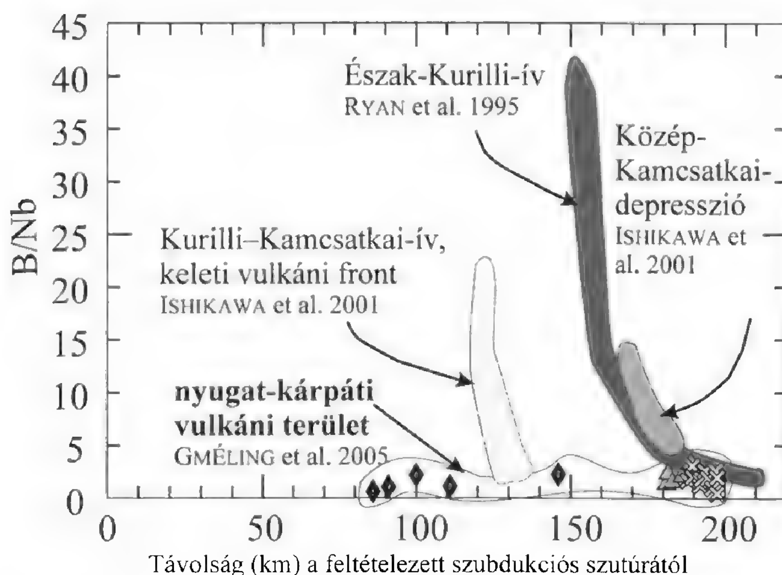
2. *ábra*. Szubdukciós zónákban a metamorfózis során a különböző metamorf fokú kőzetek B (µg/g)- és H_2O (t%)-tartalmának és a távozó fluidumok mennyiségének változása. MARSCHALL (2005) nyomán

Figure 2. In different metamorphic phases of the subducting slab the amount of B (µg/g) and H_2O (wt%) are changing. After MARSCHALL *(2005)*

inkompatibilis elemek elsősorban a képződő magmába lépnek be. Ezzel a kettős gazdagodási folyamattal magyarázható, hogy a szubdukciós zónákat követő szigetív vulkanitok viszonylag nagy B-koncentrációt mutatnak (BRENAN et al. 1998B; PEACOCK & HERVIG 1999).

Fontos megjegyezni, hogy a fenti folyamatokat nagymértékben befolyásolják a szubdukciós környezet fizikai paraméterei (szubdukciós szög, hőmérséklet, nyomás, kor stb.). A vulkáni ívek mentén észlelt geokémiai összetételbeli változékonyság tükrözi a magma forrásrégiójának heterogenitását, mint például az alábukó üledék minőségében és mennyiségében való eltéréseket, a szubdukció geometriájának változását és az alábukó lemez hőmérsékleti viszonyait. Azokon a helyeken, ahol a szubdukálódó üledék- és a fluid-beáramlás mennyisége nagyobb, a fluid-mobilis elemek mennyiségében növekedést lehet észlelni (LEEMAN et al. 1994). Az alábukó idősebb és kisebb kezdeti hőmérsékletű óceáni lemez gyorsabban, nagyobb alábukási szög alatt szubdukálódik, így dehidratációjára nagyobb mélységben kerül sor. Ezzel a fluid-mobilis elemek, mint például a B, nagyobb hatékonysággal jutnak a vulkáni ív alatti forrásrégióba (MORAN et al. 1992). Ezzel ellentétben a fiatalabb és nagyobb kezdeti hőmérsékletű, kisebb szögben szubdukálódó óceáni lemezből hamarabb eltávoznak a fluid-mobilis nyomelemek, ezért mennyiségük a vulkáni ívek alatt kisebb lesz (LEEMAN et al. 1994).

Összefoglalva a B mobilis vizes fluidumokban és szilikátos olvadékokban egyaránt, a B koncentrációja a lemezalábukás mélységével, a metamorfózis fokának növekedésével csökken. A szubdukcióhoz kapcsolódó kőzetek B-koncentrációja az ívre merőleges szelvények mentén csökken az ív mögötti medence irányába (pl.: Kamcsatka — ISHIKAWA et al. 2001; Kurill-szigetek — RYAN et al. 1995; vagy Cascades — LEEMAN et al. 2004; Aeoli vulkáni ív — TONARINI et al. 2001; 3. *ábra*). Az alábukó lemezen belül a legfontosabb B-rezervoár az üledék, az átalakult óceáni kéreg (AOC) és a szerpentinesedett ultramafikus kőzetek. A szubdukálódó lemezen belül végbemenő átalakulási folyamatok ismeretében és a fluid-mobilis nyomelemek



3. ábra. Aktív szubdukciós zónák mentén, a vulkáni kőzetekben ívre merőlegesen, az alábukástól az ív mögötti medence irányában, a B koncentráció csökkenését tapasztalták (ISHIKAWA et al. 2001; RYAN et al. 1995). Ez a nyugat-kárpáti vulkáni területen nem tapasztalható (GMÉLING et al. 2005)

Figure 3. In the volcanic rocks of active subduction zones across volcanic arcs towards the back arc region the decrease of the B content was observed (ISHIKAWA et al. 2001; RYAN et al. 1995). The same tendency can not bee seen in the Western-Carpathian volcanic field (GMÉLING et al. 2005)

koncentrációjának mérésével durva becslést adhatunk a forrásrégió mélységére (BRENAN et al. 1998b).

A bórkoncentráció mérésére alkalmazott analitikai módszerek

Az előző fejezetekben részletesen ismertettük a B viselkedését és koncentrációjának változását különböző kőzetekben, eltérő folyamatok hatására. A bór egyes kőzetekben (pl.: földköpeny kőzetei, MORB) igen kis koncentrációban van jelen, ezért a B-koncentráció mérése bonyolult feladat. E kőzetmintákról emiatt kevés bór koncentráció adat áll rendelkezésünkre. A bór mérésére két mérési módszertípus különíthető el attól függően, hogy a minta egy adott pontján (in-situ/ásványban, vagy annak zónáiban, fluid- vagy olvadék-zárványokban) vagy teljes kőzeten (bulk) mérjük az elemi összetételt. Kőzetek és ásványok in-situ B-koncentrációmérésének egyik lehetséges módja a másodlagos ion tömegspektrometria (SIMS, Secondary Ion Mass Spectrometry), ahol a pozitív másodlagos ionokat detektálják. A SIMS nem csak a minták in-situ B-koncentrációjának, hanem a B-izotóp arányának mérésére is alkalmas. Hasonló mérésre alkalmas lehet a lézer ablációs induktív csatolású plazma tömegspektrometria is (LA-ICP-MS, Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry; LE ROUX et al. 2004). A teljes

kőzetek B-izotóparányát leggyakrabban pozitív termikus ionizációs tömegspektrométerrel (P-TIMS, Positive Thermal Ionisation Mass Spectrometry) határozzák meg, amely módszerrel a B-koncentráció is mérhető (TONARINI et al. 1997). A teljes kőzet bórkoncentrációjának mérésére a legelterjedtebb módszer az induktív csatolású plazma tömegspektrometria (ICP-MS) és a prompt gamma aktivációs analízis (PGAA). Hazánkban ez utóbbi mérési lehetőség adott, ezért ezt mutatjuk be részletesebben.

Prompt gamma aktivációs analízis (PGAA)

A prompt gamma neutronaktivációs analízis nem igényel különösebb mintaelőkészítést, kőzetdarabok, por, folyadék és illó minták egyaránt vizsgálhatóak. A PGAA másik nagy előnye, hogy nyomelemek közül a bórra, klórra, gadolíniumra és hidrogénre nagy érzékenysége.

A KFKI területén (Budapesti Neutron Centrum) az MTA Izotópkutató Intézet, Nukleáris Kutatások Osztálya működtet egy PGAA berendezést, amely a budapesti 10 MW-os kutatóreaktor leghosszabb (35 m) hidegneutron (20 K) nyalábjához kapcsolódik. A termikus ekvivalens neutron fluxus a mintapozícióban $5x10^7 cm^{-2}s^{-1}$ (RÉVAY & BELGYA 2004; SZAKMÁNY & KASZTOVSZKY 2004; MOLNÁR 2004). A neutron nyaláb szűkíthető, maximum 4 cm^2-es felületű és a mérési idő a minta összetételétől és méretétől függően néhány perc és 1-2 nap között változik. A gamma spektrumot 30 keV – 11 MeV energiatartományban vesszük fel. A detektáláshoz egy bizmut germanát (BGO) szcintillátorral kombinált nagy tisztaságú germánium félvezető (HPGe)-detektort használunk Compton-elnyomásos üzemmódban. A spektrumgyűjtés Canberra S100 típusú sokcsatornás analizátorral történik. A gamma spektrum kiértékeléséhez a Hypermet PC programot (RÉVAY et al. 2001) használjuk.

Az inhomogén geológiai mintákat mérés előtt, a homogenizálás érdekében célszerű porítani és 105 °C-on 12 órán át szárító szekrényben kiszárítani, majd elegendő 2–4 g-ot teflon (FEP)-zacskóba csomagolni. A homogén kőzeteket nem feltétlenül szükséges porítani. A mért főelemek oxidos koncentrációját az elemek oxidációs száma alapján adjuk meg és az értékeket 100% összegre számítjuk. A teljes vasat Fe_2O_3 formában tüntetjük fel. A PGAA mérések során a minta pontos H-koncentrációját mérjük és ebből számítjuk a minta H_2O-tartalmát tömegszázalékban.

A PGAA módszer előnye a teljes kőzetek B-koncentrációjának mérése során az, hogy (1) szinte nincs szükség mintaelőkészítésre, ami csökkenti a minta elszennyezésének kockázatát és a B és más illó elemek távozásának lehetőségét, valamint (2) a PGAA a B mellett igen érzékeny Cl, Gd és a H kimutatására is, amely elemek csak kevés más módszerrel és esetenként elég nehezen határozhatók meg. A budapesti PGAA berendezés pontosságának, reprodukálhatóságának, megbízhatóságának, azaz a precizitásának mértékét nemzetközi geológiai standardokon és korábban ICP-MS-, XRF- és TIMS-módszerekkel már mért minták PGAA-val való újramérésével vizsgáltuk (MARSCHALL et al. 2005; GMÉLING et al. 2005; GMÉLING et al. 2007a). A geológiai referenciamintákon végzett PGAA-mérések jó egyezést mutattak a standard adatokkal (GMÉLING et al. 2005). A főelem oxidértékek relatív hibája általában 1,5 és 3% közé esik. A alacsony Mn- és Mg-tartalmú mintáknál MgO- és

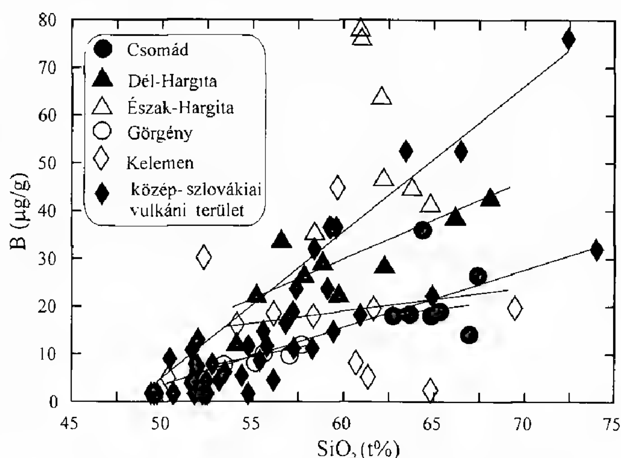
MnO-adatok relatív hibája ennél nagyobb, a 10%-ot is elérheti. A relatív hiba a mért elem érzékenységétől, az abszolút koncentrációtól és a mérési körülményektől is függ. A mért B-koncentrációértékek relatív hibája 1,5% alatti.

A Kárpát–Pannon térség vulkáni kőzetein PGAA-val mért bórkoncentráció-eredmények

A Kárpát–Pannon térség neogén–kvarter vulkanizmusának egyik legszembetűnőbb eredménye a mészalkáli vulkáni képződmények kialakulása, amelyek elsősorban a Kárpátok ívét követik, de megtalálhatók a medencebelseji területeken is (SZABÓ et al. 1992; HARANGI 2001). Kutatómunkánk során vizsgáltuk a B-koncentráció változását a vulkáni ívre merőlegesen, és azzal párhuzamosan is, továbbá vizsgáltuk a mészalkáli kőzetek B-koncentrációjának idő és térbeli változását. A különböző forrásrégióval és magmagenetikával rendelkező, eltérő geodinamikai helyzetű területek képződményeinek B-koncentrációadatai és nyomelemarányok alapján próbáltunk következtetni a fluid-mobilis B és a geodinamikai folyamatok közti viszonyra. Összehasonlítás céljából a mészalkáli vulkáni kőzeteken kívül vizsgáltuk az alkáli és az ultrakáli kőzetek, a bazaltokban előforduló granulit-kőzetzárványok és az üledékes kőzetek B-koncentrációját is. Az eredményeket összevetettük a szakirodalomban fellelhető, különböző tektonikai helyzetű vulkáni kőzetek B-koncentrációadataival.

A Kárpát–Pannon térségben vizsgált magmás kőzetek B-koncentrációja viszonylag széles határok közt változik (0,1–79,9 μg/g). A neogén mészalkáli vulkáni kőzetek B-tartalma a szubdukcióhoz kapcsolódó vulkáni képződményekre jellemző intervallumba esik.

A *nyugat-kárpáti vulkáni területen* (Visegrádi-hg., Börzsöny, közép-szlovákiai vulkáni terület) belül a közép-szlovákiai vulkáni terület kőzetei esetén erős pozitív korreláció figyelhető meg a B- és SiO_2-tartalom között, ami a magmás differenciáció hatásának tudható be (*4. ábra*). Nincs összefüggés az SiO_2- és B-koncentráció között a börzsönyi, a visegrádi-hegységi és a cserháti kőzetsorozatok esetében, ami nyílt rendszerű magmafejlődést jelez. A Visegrádi-hegység és a Börzsöny vizsgált vulkáni kőzeteinek B/fluid-immobilis elemaránya nagyobb, mint a közép-szlovákiai vulkáni terület kőzeteiben, ahol a magma forrásrégiója kisebb mértékben metaszomatizálódott, vagy nem



4. ábra. A kőzetek B-tartalmának változása a SiO_2 koncentrációjának függvényében

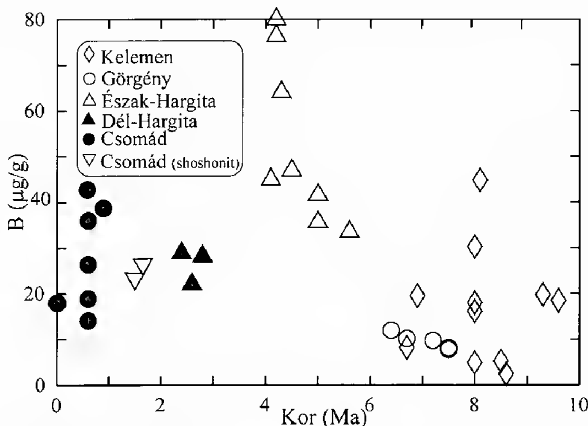
Figure 4. The B content of the volcanic rocks vs. their SiO_2 concentration

metaszomatizált asztenoszféra-anyaggal keveredett. Ez utóbbi területen található fiatal (9 millió éves) bazaltos andeziteknek a legkisebb a B-tartalma (1–8 μg/g).

A *Tokaji-hegység* területén a vulkáni kőzetek átlag B-koncentrációja nagyobb és szélesebb határok közt változik (6–68 μg/g; GMÉLING et al. 2007 in press). A Tokaji-hegység területén É–ÉNy felől D–DK-i irányba, a kőzetek korának fiatalodásával csökken a B-koncentráció, ami hasonló képet mutat a közép-szlovákiai mintákkal.

A *délkelet-kárpáti vulkáni területen* (Kelemen, Görgény, Hargita) a B koncentrációja annál is szélesebb határok közt változik (8–80 μg/g), mint azt a Tokaji-hegység területén tapasztaltuk. A Délkelet-Kárpáti vulkáni képződményeken belül a görgényi és az észak-hargitai minták esetében figyeltünk meg erős pozitív korrelációt a B- és SiO_2-tartalom között, ami kogenetikus, zárt rendszerű magmás fejlődéssel magyarázható, míg Csomád területén, ami nyílt rendszerű magmafejlődést sejtet, nincs korreláció (*4. ábra*). A B-koncentráció északról dél felé, a kőzetek fiatalodásával nő, maximumát az Észak-Hargita területén éri el, ahol közelebb kerülünk a szubdukció frontjához (GMÉLING et al. 2007a, b). A Dél-Hargita területén található, legfiatalabb vulkáni kőzetekben a B-koncentráció lecsökken, ami kisebb fluidhatást jelez a magmaképződésben (*5. ábra*).

A kárpáti mészalkáli vulkáni ív nyugati szegmensén az ívre merőlegesen, míg keleti szegmensén az ívvel párhuzamosan vettünk különböző korú és eltérő megjelenésű kőzetmintákat és mértük meg B-koncentrációjukat. Mindez lehetővé teszi, hogy vizsgáljuk a feltételezett szubdukciós zóna alatti fluid-metaszomatózis térbeli, illetve időbeli változását. Mint azt korábban bemutattuk, a szubdukciós zónákra merőlegesen, a vulkáni ívek keresztszelvényein a vulkáni frontok képződményei tartalmazzák a legtöbb B-t, míg a B-koncentráció az ív mögötti medence felé erősen csökken függően a szubdukció körülményeitől is (*3. ábra*).



5. ábra. A B-koncentráció változása a kőzetek korának fiatalodásával a kelet-pannóniai vulkáni területen

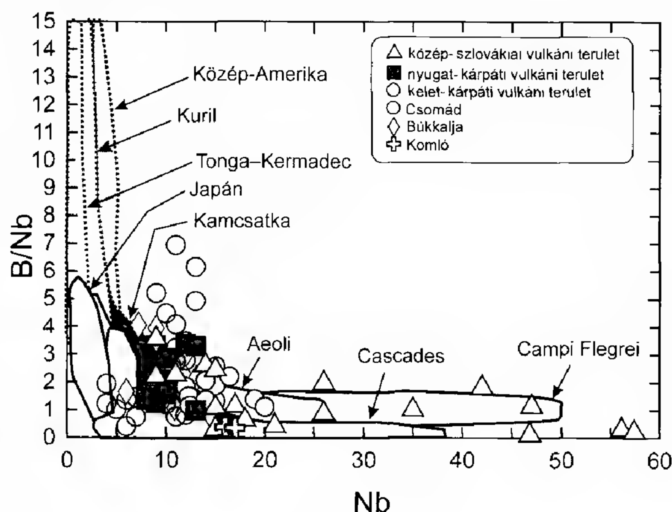
Figure 5. B concentrations are changing with time in volcanic rocks from the East Pannonian volcanic field

A nyugati szegmensben, a Külső-Kárpáti-ívre merőlegesen, a Pannon-medence északi részén található mészalkáli vulkáni területeken nem tapasztaltunk lényeges B-koncentrációváltozást az ív mögötti medence felé, azaz ez a terület nem követi a klasszikus szubdukciós zónák B-eloszlásváltozását (*3. ábra*). A közép-szlovákiai vulkáni terület esetében a vulkáni tevékenység 16 millió évtől kezdve egészen 120–140 ezer évvel ezelőttig folyt (KONECNY et al. 1995a, b). Ezen belül, a mészalkáli vulkanizmus mintegy 9–10 millió évvel ezelőttig tartott. A vizsgált andezitek esetében időben jelentős B-koncentrációcsökkenést figyelhetünk meg. A legfiatalabb mészalkáli bazaltok B-koncentrációja közel megegyezik a

későbbi alkáli bazaltok B-koncentrációjával. Mindez fokozatosan csökkenő fluid hatást jelent a magmaképződésben.

A Délkelet-Kárpátok vulkáni íve mentén a vulkáni tevékenység fokozatos fiatalodása tapasztalható DK felé (PÉCSKAY et al. 1995). A B koncentrációja nő a Kelementől a Hargitáig. Az Észak-Hargita vulkáni kőzeteiben jelentős B-koncentrációnövekedést tapasztalunk (10–80 μg/g), majd tovább DK felé, ahol a vulkanizmus 4 millió évnél fiatalabb, újra lecsökken a B-koncentráció (átlag 20 μg/g). Ez a hirtelen változás összhangban van a mélybeli szerkezeti viszonyokkal, továbbá a vulkáni kőzetek geokémiai összetételében való változással (MASON et al. 1996). Az Észak- és Dél-Hargita között húzódik a Trotus-vonal, ami két jelentősen eltérő termomechanikai tulajdonságú kőzetlemezt választ el egymástól (CLOETINGH et al. 2004). Mindez kihatással lehet a kollíziós folyamatokra és ezzel összefüggésben a magmaképződés körülményeire is. A viszonylag alacsony B-koncentráció a legfiatalabb vulkáni kőzetekben ellentmond MASON et al. (1998) és SEGHEDI et al. (2004) petrogenetikai modelljének, miszerint e képződmények magmái az alábukó óceáni lemez erős dehidratációja és részleges olvadása következtében alakultak ki.

A B inkompatibilis tulajdonságának megfelelően a kőzetek SiO_2-tartalmának növekedésével a B-koncentrációjuk is nő, de a korreláció mértéke területenként változó, mint azt a 4. *ábra* is mutatja. Az eltérő mértékű parciális olvadás és frakcionációs kristályosodásból adódó koncentrációkülönbségeket kiküszöbölhetjük úgy, hogy két hasonló inkompatibilitású nyomelem arányát vizsgáljuk. A fluid-mobilis B és a nem fluid-mobilis Nb teljes kőzet megoszlási együtthatója megegyezik, mindkettő erősen inkompatibilis nyomelem. Arányuk nem változik sem a részleges olvadás mértékének változásával, sem a magmás differenciáció előrehaladtával, ezért a B/Nb-érték közvetlenül a fluidhatás erősségére utal. A kárpát–pannóniai vulkáni terület mészalkáli magmás kőzeteinek és az aktív szubdukciós zónák vulkáni képződményeinek B/Nb-arányát összehasonlítottuk a Nb-koncentráció függvényében (6. *ábra*). A térségünk mészalkáli vulkáni kőzetei viszonylag alacsony B/Nb-arányt mutatnak (átlag B/Nb<4), ami a Japán-ív, a z észak-amerikai Kordillerák (Cascades), a közép-amerikai vulkáni ív déli részén előforduló, valamint az olaszországi vulkáni

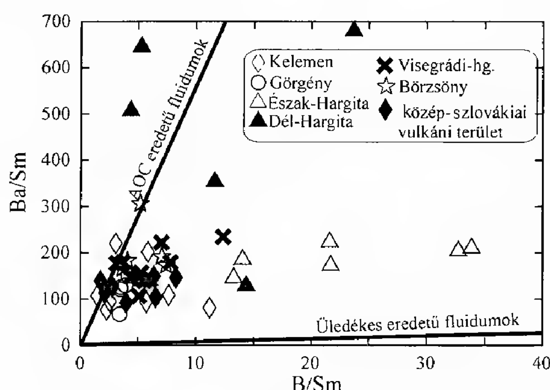


6. ábra. A B/Nb-arány változása a Nb-koncentráció függvényében a Kárpát–Pannon térség magmás kőzeteiben összevetve más, aktív szubdukciós zónákhoz kapcsolódó vulkáni képződményekkel

Figure 6. The B/Nb ratios vs. Nb (μg/g) concentrations of the magmatic rocks of the Carpathian-Pannonian Region in comparison with other volcanics from different, active subduction zones

kőzetekre jellemző. LEEMAN et al. (1994) szerint e vulkáni kőzetek olyan szubdukciós zónákban jöttek létre, amelyek esetében viszonylag magas hőmérsékletű (fiatal) óceáni lemez kis szögben bukik alá. Ebben az esetben ugyanis a B jelentős része az alábukás kezdeti szakaszában, az akkréciós öv alatt, távozik. Az Aeoli-szigetek és a Campi Flegrei kőzetei viszont részben egy meredeken alábukó lemez felett, egy kontinentális extenziós övben keletkeztek (ORSI et al. 1999). Ebben az esetben, feltehetően nem dehidratációs olvadás vezet a mészalkáli magmák keletkezéséhez, hanem metaszomatizált asztenoszféra-anyag nyomáscsökkenéses olvadása. Véleményünk szerint ez utóbbi modell magyarázhatja a Kárpát–Pannon térségben folyt mészalkáli magmaképződés okát is, ami összhangban van azzal, hogy a mészalkáli vulkanizmus jórészt posztkollíziós szakaszban zajlott, részben a Pannon-medence litoszféra extenziójával egyidőben (HARANGI 2001).

A vulkáni ívek alatti metaszomatózis fluiduma részben az alábukó üledékes anyagból, részben az átalakult óceáni kéregből származhat. SANO et al. (2001) a Japán-árok üledékeit és a Japán-ív északkeleti részéről származó magmás kőzeteket vizsgálva rámutatott arra, hogy e két hatás elkülöníthető a fluid-mobilis B- és Ba-koncentrációadatok segítségével. A *7. ábrán* a vizsgált minták részben a magas B/Sm-, részben a magas Ba/Sm-arány felé tolódnak el. Ez arra utal, hogy a térség alatti felső köpeny metaszomatózisában, mind az alábukó, átalakult óceáni kéregnek (AOC, magas Ba/Sm), mind a mélybe jutó üledékeknek (magas B/Sm) szerepe lehetett. A fluid-metaszomatózis azonban, mint arra korábban már rámutattunk, nem feltétlenül jelentette közvetlenül az olvadási folyamat megindulását (dehidratációs olvadás). A magmaképződés részben a metaszomatizált köpenyanyag felemelkedése következtében (nyomáscsökkenéses olvadás), részben a litoszféraköpeny alá érkező magas hőmérsékletű asztenoszféra-anyag hőhatása miatt indulhatott meg posztkollíziós szakaszban.



7. ábra. A B/Sm vs. Ba/Sm elemarányok a kárpát–pannóniai vulkáni területen vizsgált mészalkáli kőzetekben

Figure 7. The B/Sm vs. Ba/Sm ratios of calc-alkaline volcanic rocks from the Carpathian–Pannonian volcanic fields

A Kárpátok vonulatát követő mészalkáli vulkáni kőzeteken kívül vizsgáltuk a vonulathoz tartozó nem mészalkáli, és távolabbi területeken lévő alkáli, ultrakáli és nagy Si-tartalmú kőzeteket, valamint granulitokat és feltételezhetően a szubdukciós folyamatban résztvevő üledékeket is. Ezeknek a kőzeteknek a mérési eredményeit foglaljuk össze, röviden az alábbiakban.

A *Mecsekben* előforduló alsó-miocén andezitek közül a felszínen előbukkanó komlói andezit B-koncentrációja megegyezett a Komló–176 fúrás kőzetmintájában mért adattal. Mindkét minta igen alacsony B-tartalmú (B = 5,8 μg/g). Mindez arra utal, hogy az andezites magmás tevékenységben nem volt lényeges szerepe a vizes fluidumok okozta metaszomatózisnak.

A *bükkaljai* miocén ignimbritekből riolitos horzsakövek, andezites salakok és magmás litoklasztok (bazaltos andezitek, andezitek és riolitok) B-koncentrációját határoztuk meg. A vizsgált minták B-tartalma 11 és 35 μg/g között változott. Figyelemre méltó, hogy a riolitos horzsakövek és az andezites litoklasztok B-koncentrációja alapvetően megegyezik. Mindez valószínűleg azzal magyarázható, hogy az andezites litoklasztok magmái és a riolitos horzsakövek magmái között nincsen zárt rendszerű (frakciónációs kristályosodásbeli) petrogenetikai kapcsolat, azok független magmákat képviselhetnek, amelyek a kitörés előtt keveredhettek egymással. A különböző tektonikai környezetekben előforduló riolitos-dácitos ignimbritek horzsaköveinek B-koncentrációjáról nagyon szegényes az ismeretünk. SCHMITT et al. (2002) a Középső-Andok ignimbritjének horzsaköveit, valamint a kvarc fenokristályokban lévő szilikátolvadék-zárványok B-koncentrációját vizsgálta. A bükkaljai minták Nb-tartalomban megegyeznek az Andok-beli mintákkal, azonban B/Nb-arányuk némileg alacsonyabb. Mindez arra utal, hogy a bükkaljai ignimbritek elsődleges magmái egy kevéssé metaszomatizált forrásterületről származtak vagy a metaszomatizált köpenyeredetű mafikus magmák keveredtek a kis B-koncentrációjú alsó kéreg olvadékával.

A Kárpát–Pannon térségben szórványosan fordulnak elő ultrakáli magmás kőzetek (HARANGI et al. 1995). Kutatómunkánk során vizsgáltuk a 2 millió éves bári leucitit és a 14 millió éves balatonmáriai fúrásból előkerült látit B-koncentrációját. A bári leucitit B-tartalma 7,2 μg/g, ami enyhén metaszomatizált földköpeny értéknek felel meg, míg a balatonmáriai látitok B-ban gazdagabbak (16–17 μg/g). Feltételezzük ennek alapján, hogy az utóbbi esetben a litoszféraköpeny metaszomatózisában jelentősebb szerepe lehetett egy korábbi szubdukció során felszabaduló vizes fluidumnak, míg a bári leucitit magmája olyan forrásterületről származhat, amelynek metaszomatózisában vizes fluidumok csak kis mértékben játszhattak szerepet.

A selmeci és újbányai (Nova Bana) bazanit, a pásztori bazalt és alkáli trachit B-tartalmát, továbbá különböző Balaton-felvidéki bazaltok B-koncentrációját is meghatároztuk (GMÉLING et al. 2007b). A vizsgált alkáli bazaltok többsége 10 μg/g-nál kevesebb B-t tartalmaz, ami megfelel a lemezen belüli, OIB-típusú bazaltok B-koncentrációjának (CHAUSSIDON & JAMBON 1994; LEEMAN & SISSON 1996).

A Kárpát–Pannon térség neogén–kvarter magmás kőzetei mellett vizsgáltuk a felső-miocén–pliocén alkáli bazaltokba zárt alsó kéregből származó granulit kőzetzárványokat. Ezek részben mafikus eredetűek, részben metaüledékes képződmények (KEMPTON et al. 1997; DOBOSI et al. 2003; EMBEY-ISZTIN et al. 2003). Az alsó kéreg kőzeteinek egyes petrogenetikai modellek szerint jelentősége lehetett mind a mészalkáli, mind a Si-gazdag magmatizmusban (HARANGI 2001). A Mindszentkálláról származó metaüledékes granulitminták B-tartalma nagyon kicsi, koncentrációjuk nem éri el az 1 μg/g-ot. Ez összhangban van LEEMAN et al. (1992) vizsgálataival, aki rámutatott arra, hogy a B a magas hőmérsékleten zajló folyamatok, így a metamorf átalakulás során könnyen mobilizálódik.

A szubdukciós folyamatok során nemcsak az óceáni litoszféra kerül vissza a földköpenybe, hanem több-kevesebb kontinentális és óceáni üledék is lejut a mélybe. Ezért a szubdukciós övezetek vulkáni kőzeteinek petrogenetikai jellemzésében nagy szerepet kapnak a térség azon üledékes kőzeteinek elemzései,

amelyek feltehetően részt vettek a szubdukcióban (pl. ISHIKAWA & NAKAMURA 1993; SANO et al. 2001). A Kárpát–Pannon térségben a Külső-Kárpátok flis üledékei képviselhetik a mélybe is lejutó üledékes anyagot. MASON et al. (1996) több mintát is elemzett a különböző korú flis takarók kőzetei közül. Ezek között, három agyagpala-üledék B-koncentrációját határoztuk meg, amelyek a kréta korú Konvolut-flistakaró anyagából származnak (FS3-5, MASON et al. 1996). A mintáknak igen magas a B-koncentrációja (112–194 μg/g). Ezek az értékek hasonlóak többek között a Japán szubdukciós ív mentén található óceáni üledékek B-koncentrációadataihoz (90–130 μg/g; SANO et al. 2001).

Következtetések

A T 037974-es számú OTKA pályázat keretében számos vulkáni kőzet B-koncentrációját mértük meg prompt gamma aktivációs analízissel. Ezek az első B-koncentrációadatok a Kárpát–Pannon térség neogén–kvarter vulkáni kőzetein. Vizsgálataink célja az volt, hogy feltérképezzük a Kárpátok vonulatát követő közvetlenül, vagy közvetetten szubdukcióhoz kapcsolódó mészalkáli vulkáni ív kőzeteinek B-koncentrációeloszlását. Összehasonlításképpen a Kárpát–Pannon térségből alkáli, ultrakáli kőzetek, granulitok és üledékek B-tartalmát is megmértük. Ebben a tanulmányban a bórnak a szubdukciós zónákban betöltött geokémiai jelentőségét kívántuk hangsúlyozni. Az átalakult óceáni kéregben és üledékekben a földköpenyhez képest jelentős mértékben felhalmozódó, fluid-mobilis és inkompatibilis B a szubdukciós zónák anyag/fluid körforgalmának kiváló jelzője. A B elsősorban víztartalmú ásványokba, filloszilikátokba épül be és a szubdukció kezdeti szakaszában nagy mértékben távozik, de például a szerpentinitben kis mértékben mobilizálódik, így az alábukó lemezzel a fokozatos dehidratáció és metamorfózis ellenére nagyobb mélységbe, az ív eredetű magmák forrásrégiójáig is képes eljutni. A B mobilizálódik a fluidumokkal és hozzájárulhat a részleges olvadáshoz. Kimutatták különböző metamorf fokú kőzetek vizsgálatával, hogy a B koncentrációja az alábukó lemezben a metamorfózis fokának növekedésével csökken (MARSCHALL 2005), valamint, hogy a szubdukcióhoz kapcsolódó kőzetekben ívre merőlegesen a B koncentrációja szintén csökken az ív mögötti medence irányába (LEEMAN et al. 2004; ISHIKAWA et al. 2001; RYAN et al. 1995; TONARINI et al. 2001). A nyugat-kárpáti vulkáni területen azt tapasztaltuk, hogy a kőzetekben mért B-tartalom nem követi a klasszikus szubdukciós zónák B-eloszlásváltozását. A kőzetek B-tartalma és kora közt már szorosabb összefüggést találtunk, miszerint a legfiatalabb mészalkáli bazaltok B-koncentrációja hasonló a későbbi alkáli bazaltok B-koncentrációjával, ami fokozatosan csökkenő vizes fluid hatást jelent a magmaképződésben. A délkelet-kárpáti vulkáni területen a szubdukciós zónával párhuzamosan a dél felé fiatalodó kőzetekben a B-koncentráció fokozatosan növekedett, a fluid hatás az Észak-Hargitában volt a legjelentősebb, majd a Dél-Hargitában kisebb és az ott található legfiatalabb kőzetekben már egészen kevés bórt mértünk, ami a megváltozott magmatektonikai körülményekről alkotott elképzeléseket teljes mértékben alátámasztja.

Szubdukciós zónákban az anyagáramlási folyamatok megfigyelésére a könnyűelemek (pl.: B, Be és Li) és azok izotópjainak használata kezd általánossá válni. A változatos kőzeteken, ásványokon és fluidumokon végzett természetes és mesterséges rendszerekben végzett kísérletek segítettek a B geokémiai alkalmazhatóságának megalapozásában. Ennek ellenére még számos bizonytalanság és nyitott kérdés van a kutatók előtt, amelyekre a jövő kutatásai adhatják meg a választ. A metamorf kőzetek szélesebb körű, nagyobb P–T tartományt lefedő vizsgálata elengedhetetlen a szubdukciós zónákban zajló anyagáramlás, elemmegoszlás és fluid áramlási folyamatok megfigyelésére. A különböző P–T-zónák és eltérő kőzettípusok vizsgálatával részletes számításokat lehetne végezni egy-egy specifikus szubdukciós zónában a könnyű elemek viselkedésére. Ezek alapján számszerűen megállapítható lenne a be- és kijutó anyag könnyűelem (B, Li, Be stb.)-tartalma, valamint izotópjaik frakcionációjának mértéke. A könnyűelemek mobilizációs modelljének ismeretében a metamorf kőzetek progresszív dehidratációja során ki lehet számolni a könnyű elemek koncentrációját mind az alábukó lemezben, mind a távozó fluidumokban.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozunk a T037974 számú OTKA-nak, amely támogatta a hazai bórgeokémiai kutatásokat. A fenn említett OTKA, MEC-1 pályázatok és a Magyar Tudományos Akadémia, Izotópkutató Intézet Nukleáris Kutatások Osztálya anyagi támogatásaival sikerült eljutni több nemzetközi konferenciára és szemináriumra. GMÉLING Katalinnak az ISPET (3–5) szemináriumok alkalmával tapasztalatcserére volt lehetősége és bővíthette tudását a bórral kapcsolatban. Köszönetet mondunk Paul MASONnak, Pécskay Zoltánnak, BALOGH Kadosának, NÉMETH Károlynak és Ulrike MARTINnak, azoknak a kutatóknak és együttműködő partnereknek, akiktől olyan mintákat kaptunk mérésre, amelyekről már publikált vagy még nem publikált geokémiai, petrográfiai és vulkanológiai adatok álltak a rendelkezésre. Az Eu 5 és Eu 6 keretprogramok alkalmával vendégkutatók végeztek méréseket az Izotóp Kutató Intézetben PGAA-val, akikkel szintén lehetőség volt további építő jellegű megbeszélésekre, így GMÉLING Katalin köszönettel tartozik Horst R. MARSCHALLnak és Magdalena PANCZYKnak.

Irodalom — References

AGGARWALA, J. K., SHEPPARD, D., MEZGER, K. & PERNICK, E. 2003: Precise and accurate determination of boron isotope ratios by multiple collector ICP-MS: origin of boron in the Ngawha geothermal system, New Zealand. – *Chemical Geology* **199**, 331–342.

AGYEI, E. & MCMULLEN, C. C. 1978: Determination of the isotopic abundance of boron in meteorites and tektites. — *USGS Open File Report* **78**, 3–6.

ALT, J. C. 1995: Subseafloor Processes in Mid-Ocean Ridge Hydrothermal Systems. — In: HUMPHRIS, S. E. (ed.): *Seafloor Hydrothermal Systems: Physical, Chemical, Biological, and Geological Interactions, Geophysical Monograph Series*, **91**, 85–114, American Geophysical Union, Washington, DC.

BACH, W., ALT, J. C., NIU, Y., HUMPHRIS, S. E., ERZINGER, J. & DICK, H. J. B. 2001: The geochemical consequences of late-stage low-grade alteration of lower ocean crust at the SW Indian Ridge: Results from ODP Hole 735B, 176. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **65**, 3267–3287.

BARTH, S. 1998: $^{11}B/^{10}B$ variations of dissolved boron in a freshwater-seawater mixing plume (Elbe Estuary, North Sea). — *Marine Chemistry* **62**, 1–14.

BEBOUT, G. E., RYAN, J. G., LEEMAN, W. P. & BEBOUT, A. E. 1999: Fractionation of trace elements by subduction-zone metamorphism — effect of convergent-margin thermal evolution. — *Earth and Planetary Science Letters* **171**, 63–81.

BENTON, L. D., RYAN, J. G. & TERA, F. 2001: Boron isotope systematics of slab fluids as inferred from a serpentine seamount, Mariana forearc. — *Earth and Planetary Science Letters* **187**, 273–282.

BERGERON, M. 1989: Distribution et comportement du bore dans la croûte océanique. — *Canadian Journal of Earth Sciences* **26**, 782–790.

BONATTI, E., LAWRENCE, J. R. & MORANDI, N. 1984: Serpentinization of oceanic peridotites: temperature dependence of mineralogy and boron content. — *Earth and Planetary Science Letters* **70**, 88–94.

BRENAN, J. M., NERODA, E., LINDSTROM, C. C., SHAW, H. F., RYERSON, F. J. & PHINNEY, D. L. 1998a: Behavior of boron, beryllium and lithium during melting and crystallization: constraints from mineral-melt partitioning experiments. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **62**, 2129–2141.

BRENAN, J. M., RYERSON, F .J. & SHAW, H. F. 1998b: The role of aqueous fluids in the slab-to-mantle transfer of boron, beryllium, and lithium during subduction: Experiments and models. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **62**, 3337–3347.

CATANZARO, F. J., CHAMPION, C. E., GARNER, E. L., MARINENKO, G., SAPPENFIELD, K. M. & SHIELDS, W. R. 1970: Boric acid: isotopic and assay standard reference materials. — *National Bureau of Standards (US) Special Publications* **260**, 1–70.

CHAUSSIDON, M. 1995: Isotope geochemistry of boron in mantle rocks, tektites and meteorites. — *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris* **321**, 455–472.

CHAUSSIDON, M. & JAMBON, A. 1994: Boron content and isotopic composition of oceanic basalts: Geochemical and cosmochemical implications. — *Earth and Planetary Science Letters* **121**, 277–291.

CHAUSSIDON, M. & LIBOUREL, G. 1993: Boron partitioning in the upper mantle: an experimental and ion microprobe study. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **57**, 5053–5062.

CHAUSSIDON, M. & MARTY, B. 1995: Primitive boron isotope composition of the mantle. — *Science* **269**, 383–386.

CLOETINGH S. A. P .L., BUROV, E., MATENCO, L., TOUSSAINT, G., BERTOTTI, G., ANDRIESSEN, P. A. M., WORTEL, M. J. R. & SPAKMAN, W. 2004: Thermo-mechanical controls on the mode of continental collision in the SE Carpathians (Romania). — *Earth and Planetary Science Letters* **218**, 57–76.

CURTIS, D., GLADNEY, E. & JURNEY, E. 1980: A revision of the meteorite based cosmic abundance of boron. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **44**, 1945–1953.

DAVIDSON, J. P. 1996: Deciphering mantle and crustal signatures in subduction zone magmatism. — In: BEBOUT, G. E., SCHOLL, D. W., KIRBY, S. H., PLATT, J. P. (eds): *Subduction: Top to bottom. Am. Geophys. Union, Washington, DC*, 251–262.

DAVIES, K. J. & STEVENSON, D. J. 1992: Physical model of source region of subduction zone volcanics. - *J. Geophys. Res.* **97**, 2037–2070.

DEYHLE, A. & KOPF, A. 2001. Deep fluids and ancient pore waters at the backstop; stable isotope systematics (B, C, O) of mud-volcano deposits on the Mediterranean Ridge accretionary wedge. — *Geology* **29**, 1031–1034.

DEYHLE, A. & KOPF, A. 2002: Strong B enrichment and anomalous $\delta^{11}B$ in pore fluids from the Japan trench forearc. — *Marine Geology* **183**, 1–15.

DOBOSI, G., KEMPTON, P. D., DOWNES, H., EMBEY-ISZTIN, A., THIRLWALL, M. F. & GREENWOOD, P. 2003: Lower crustal granulite xenoliths from the Pannonian Basin, Hungary, Part 2: Sr-Nd-Pb-Hf and O isotope evidence for formation of continental lower crust by tectonic emplacement of oceanic crust. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **144**, 671 683.

DOSTAL, J., DUPUY, C. & DUDOIGNON, P. 1996: Distribution of boron, lithium and beryllium in ocean island basalts from French Polynesia; implications for the B/Be and Li/Be ratios as tracers of subducted components. — *Mineralogical Magazine* **60**, 563–580.

DOUVILLE, E., CHARLOU, J. L., OELKERS, E. H., BIENVENU, P., JOVE-COLON, C. F., DONVAL, J. P., FOUQUET, Y., PRIEUR, D. & APPRIOU, P. 2002: The rainbow vent fluids (36_14′ N, MAR): the influence of ultramafic rocks and phase separation on trace metal content in Mid-Atlantic Ridge hydrothermal fluids. — *Chemical Geology* **184**, 37 48.

ELLIOTT, T. 2003: Tracers of the Slab. — In: EILER J. (ed.): Inside the Subduction Factory. — *Geophysical Monograph Series* **138**, 23–45, American Geophysical Union, Washington, DC, 1*st* edn.

EMBEY-ISZTIN, A., DOWNES, H., KEMPTON, P. D., DOBOSI, G. & THIRLWALL, M. F. 2003: Lower crustal granulite xenoliths from the Pannonian Basin, Hungary. Part 1: mineral chemistry, thermobarometry and petrology. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **144**, 652-670.

GMÉLING, K., HARANGI, H. & KASZTOVSZKY, ZS. 2005: Boron and chlorine concentration of volcanic rocks: an application of prompt gamma activation analysis. — *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* **265**, 201–214.

GMÉLING, K., KASZTOVSZKY, ZS., HARANGI, SZ., SZENTMIKLÓSI, L. & RÉVAY, ZS. 2007a: Geological use of prompt gamma activation analysis: importance of the boron concentration in volcanic rocks. — *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* **271**, No.2, 397–403.

GMÉLING, K., NÉMETH, K., MARTIN, U., EBY, N. & VARGA ZS. 2007b: Boron concentrations of volcanic fields in different geotectonic settings. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **159** (2007), 70–84.

GMÉLING, K., PÉCSKAY, Z., SIMONITS, A. 2007: Variation of boron content through time and space in the Tokaj Mts. — *Submitted to Geologica Carpathica 2007. November.*

HARANGI, SZ., WILSON, M. & TONARINI, S. 1995: Petrogenesis of Neogene potassic volcanic rocks in the Pannonian Basin. — In: DOWNES, H., VASELLI, O. (eds): Neogene and related magmatism in the Carpatho-Pannonian Region. *Acta Vulcanologica* **7**, 125–134.

HARANGI, SZ. 2001: Neogene to Quaternary Volcanism of the Carpathian-Pannonian Region — a review — *Acta Geologica Hungarica* **44**, 223–258.

HAWKESWORTH, C. J., GALLAGHER, K., HERGT, J. M. & MCDERMOTT, F. 1993: Mantle and slab contributions in arc magmas. — *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **21**, 175–204.

HEMMING, N. G. & HANSON, G. N. 1992: Boron isotopic composition and concentration in modern marine carbonates. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **56**, 537–543.

HIGGINS, M. D. & SHAW, D. M. 1984: Boron cosmochemistry interpreted from abundances in mantle xenoliths. — *Nature* **308**, 172–173.

HOFMANN, A. W. 1997: Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. — *Nature* **385**, 219–229.

ISHIKAWA, T. &, NAKAMURA, E. 1992: Boron isotope geochemistry of the oceanic crust from DSDP/ODP Hole 504B. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **56**, 1633–1639.

ISHIKAWA, T. & NAKAMURA, E. 1993: Boron isotope systematics of marine sediments. — *Earth and Planetary Science Letters* **117**, 567–580.

ISHIKAWA, T. & NAKAMURA, E. 1994: Origin of the slab component in arc lavas from across-arc variation of B and Pb isotopes. — *Nature* **370**, 205–208.

ISHIKAWA, T., TERA, F. & NAKAZAWA, T. 2001: Boron isotope and trace element systematics of the three volcanicc zones in the Kamchatka arc. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **65**, 4523–4537.

JOHNSON, M. C., PLANK, T. 1999: Dehydration and melting experiments constrain the fate of subducted sediments. — *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **1**, doi:1999GC000014.

KEMPTON, P .D., DOWNES, H. & EMBEY-ISZTIN, A. 1997: Mafic granulite xenoliths in Neogene alkali basalts from the Western Pannonian Basin: insights into the lower crust of a collapsed orogen. — *Journal of Petrology* **38**, 941–970.

KONECNY, P., KONECNY, V., LEXA, J., HURAIOVÁ, M. 1995a: Mantle xenoliths in alkali basalts of Southern Slovakia — In: DOWNES, H., VASELLI, O. (eds): Neogene and related magmatism in the Carpatho-Pannonian Region. — *Acta Vulcanologica* **7**, 241–247.

KONECNY, V., LEXA, J., BALOGH, K., KONECNY, P. 1995b: Alkali basalt volcanism in Southern Slovakia: volcanic forms and time evolution. — *Acta Volcanologica* **7**, 167–171.

KOPF, A., DEYHLE, A. 2002: Back to the roots; boron geochemistry of mud volcanoes and its implications for mobilization depth and global B cycling. — *Chemical Geology* **192**, 195–210.

LAVERNE, C., AGRINIER, P., HERMITTE, D. & BOHN, M. 2001: Chemical fluxes during hydrothermal alteration of a 1200 m long section of dikes in the oceanic crust, DSDP/ODP Hole 504B. — *Chemical Geology* **181**, 73–98.

LEEMAN, W. P. 1996: Boron and other fluid-mobile elements in volcanic ars lavas: implications for subduction processes. — In: BEBOUT G. E., SCHOLL D. W., KIRBY S. H., PLATT J. P. (eds.): Subduction top to bottom. *Geophysical Monograph Series* **96**, 269-276, American Geophysical Union.

LEEMAN, W. P. & SISSON, V. B. 1996: Geochemistry of boron and its implications for crustal and mantle processes. — In: GREW E. S., ANOVITZ L. M. (eds): *Boron: mineralogy, petrology and geochemistry. Reviews in Mineralogy* **33**, 645–707.

LEEMAN W. P. & SISSON, V. B. 2002: Geochemistry of boron and its implications for crustal and mantle processes. — In: GREW E. S., ANOVITZ L. M. (eds): *Boron: mineralogy, petrology and geochemistry. Reviews in Mineralogy* **33**, 645–708.

LEEMAN, W. P., CARR, M. J. & MORRIS, J. D. 1994: Boron geochemistry of the Central American Volcanic Arc: Constraints on the genesis of subduction-related magmas. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **58**, 149–168.

LEEMAN, W. P., SISSON, V. B. & REID, M. R. 1992: Boron geochemistry of the lower crust: Evidence from granulite terranes and deep crustal xenoliths. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **56**, 775–788.

LEEMAN, W. P., TONARINI, S., CHAN, L. H. & BORG L. E. 2004: Boron and lithium isotopic variations in a hot subduction zone — the southern Washington Cascades. — *Chemical Geology* **212**, 101–124.

MARSCHALL, H. R. 2005: Lithium, Beryllium and Boron in High-Pressure Metamorphic Rocks from Syros (Greece). — Dr. rer. nat. thesis, Universität Heidelberg, Germany.

MARSCHALL, H. R., KASZTOVSZKY, ZS., GMÉLING, K., ALTHERR, R. 2005: Chemical analysis of high-pressure metamorphic rocks by PGNAA — comparison with results from XRF and solution ICP–MS — *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* **265/2**, 339–348.

MASON, P. R. D., DOWNES, H., THIRLWALL, M., SEGHEDI, I., SZAKÁCS, A., LOWRY, D., MATTEY, D. 1996: Crustal assimilation as a major petrogenetic process in east Carpathian Neogene to Quaternary continental margin arc magmas. — *Journal of Petrology* **37**, 927–959.

MASON, P. R. D., SEGHEDI, I., SZAKACS, A. & DOWNES, H. 1998: Magmatic constraints on geodynamic models of subduction in the East Carpathians, Romania. — *Tectonophysics* **297**, 157–176.

MCDONOUGH, W. F. & SUN, S. S. 1995: The composition of the Earth. — *Chemical Geology* **120**, 223–253.

MOLNÁR, G. L. 2004: *Handbook of Prompt Gamma Activation Analysis.* — Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.

MORAN, A. E., SISSON, V. B. & LEEMAN, W. P. 1992: Boron depletion during progressive metamorphism: implications for subduction processes. — *Earth and Planetary Science Letters* **111**, 331–349.

MORRIS, J. D., LEEMAN, W. P. & TERA, F. 1990: The subducted component in island arc lavas: constraints from Be isotopes and B-Be systematics. — *Nature* **344**, 31–36.

NIU, Y. & BATIZA, R. 1997: Trace element evidence from seamounts for recycled oceanic crust in the Eastern Pacific mantle. — *Earth and Planetary Science Letters* **148**, 471–483.

ORSI, G., PATELLA, D., PIOCHI, M., TRAMACERE, A. 1999: Magnetic modeling of the Phlegraean Volcanic District with extension to the Ponza archipelago, Italy. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **91/2–4**, 345–360.

OTTOLINI, L., LE FÈVRE, B. & VANNUCCI, R. 2004: Direct assessment of mantle boron and lithium contents and distribution by SIMS analyses of peridotite minerals. — *Earth and Planetary Science Letters* **228**, 19–36.

PALME, H. & O'NEILL, H. S. C. 2003: Cosmochemical estimates of mantle composition. In: CARLSON R. W. (ed.): *The Mantle ans Core*, 2 — *Treatise in Geochemistry* **1**, 1–38.

PALMER, M. R. 1991: Boron isotope systematics of hydrothermal fluids and tourmalines: A synthesis. — *Chemical Geology* **94**, 111–121.

PALMER, M. R. & SWIHART, G. H. 2002: Boron isotope geochemistry: an overview. — In: GREW E. S., ANOVITZ L. M. (eds): *Boron: mineralogy, petrology and geochemistry. Reviews in Mineralogy* **33**, 709–744, Mineralogical Society of America, Washington, DC, 2*nd* edn.

PAQUIN, J., ALTHERR, R. & LUDWIG, T. 2004: Li-Be-B systematics in the ultrahigh-pressure garnet peridotite from Alpe Arami (Central Swiss Alps): implications for slab-to-mantle transfer. — *Earth and Planetary Science Letters* **218**, 507–519.

PEACOCK, S. M. & HERVIG, R. L. 1999: Boron isotopic composition of subduction-zone metamorphic rocks. — *Chemical Geology* **160**, 281–290.

PÉCSKAY, Z., LEXA, J., SZAKÁCS, A., BALOGH, K., SEGHEDI, I., KONECNY, V., KOVÁCS, M., MÁRTON, E., KALICIAK, M., SZÉKY-FUX, V., PÓKA, T., GYARMATI, P., EDELSTEIN, O., ROSU, E. & ZEC, B. 1995: Space and time distribution of Neogene-Quartenary volcanism in the Carpatho-Pannonian Region. — In: DOWNES, H. & VASELLI, O. (eds): Neogene and related volcanism in the Carpatho-Pannonian Region. *Acta Vulcanologica* **7**, 15–28.

PFENNIG, G., KLEWE-NEBENIUS, H. & SEELMANN-EGGEBERT, W. 1998: Chart of the Nuclides. Forschungszentrum Karlsruhe GmbH, Karlsruhe, Germany, 6*th* edn.

RÉVAY, ZS., BELGYA, T., EMBER, P. P. & MOLNÁR, G. L. 2001: Recent developments in Hypermet PC. — *Journal of Radioanal. Nucl. Chem.* 401.

RÉVAY, ZS. & BELGYA, T. 2004: Principles of PGAA method. — In: MOLNÁR, G. L. (eds): *Handbook of Prompt Gamma Activation Analysis with Neutron Beams.* Kluwer, 1–30.

LE ROUX, P. J., SHIREY, S. B., BENTON, L., HAURI, E. H. & MOCK, T. D. 2004: In situ, multiple-multiplier, laser ablation ICP-MS measurement of boron isotopic composition ($\delta^{11}B$) at the nanogram level. — *Chemical Geology* **203**, 123–138.

RYAN, J. G. & LANGMUIR, C. H. 1987: The systematics of lithium abundances in young volcanic rocks. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **51**, 1727–1741.

RYAN, J. G. & LANGMUIR, C. H. 1988: Be systematics in young volcanic rocks: implications for ^{10}Be. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **52**, 237–244.

RYAN, J. G. & LANGMUIR, C. H. 1993: The systematics of boron abundances in young volcanic rocks. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **57**, 1489–1498.

RYAN, J. G., LEEMAN, W. P., MORRIS, J. D. & LANGMUIR, C. H. 1996: The boron systematics of intraplate lavas: implications for crustal and mantle evolution. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **60**, 415–422.

RYAN, J. G., MORRIS, J., TERA, F., LEEMAN, D. H. & TSVETKOV, A. 1995: Cross-arc geochemical variations in the Kurile arc as a function of slab depth. — *Science* **270**, 625–627.

SANO, T., HASENAKA, T., SHIMAOKA, A., YONEZAWA, C. & FUKUOKA, T. 2001: Boron contents of Japan Trench sediments and Iwate basaltic lavas, Northeast Japan arc: estimation of sediment-derived fluid contribution in mantle wedge. — *Earth and Planetary Science Letters* **186**, 187–198.

SCAMBELLURI, M., MÜNTENER, O., OTTOLINI, L., PETTKE, T. T. & VANUCCI, R. 2004: The fate of B, Cl and Li in subducted oceanic mantle and in the antigorite breakdown fluids. — *Earth and Planetary Science Letters* **222**, 217–234.

SCHMITT, A. K., KASEMANN, S., MEIXNER, A. & RHEDE, D. 2002: Boron in central Andean ignimbrites: implications for crustal boron cycles in an active continental margin. — *Chemical Geology* **183**, 333–347.

SEGHEDI, I., DOWNES, H., SZAKACS, A., MASON, P. R. D., THIRLWALL, M. F., ROSU, E., PÉCSKAY, Z., MARTON, E. & PANAIOTU, C. 2004: Neogene-Quaternary magmatism and geodynamics in the Carpathian-Pannonian region: a synthesis. — *Lithos* **72**, 117–146.

SEYFRIED, W. E. JR. & DIBBLE, W. E. 1980: Seawater-peridotite interaction at 300 °C and 500 bar; implications for the origin of oceanic serpentinites. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **44**, 309–322.

SEYFRIED, W. E. JR., JANECKY, D. R. & MOTTL, M. J. 1984: Alteration of the oceanic crust: implications for geochemical cycles of lithium and boron. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **48**, 557–569.

SHAW, D. M., HIGGINS, M. D., HINTON, R. W., TRUSCOTT, M. G. & MIDDLETON, T. A. 1988: Boron in chondritic meteorites. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **52**, 2311–2319.

SMITH, H. J., SPIVACK, A. J., STAUDIGEL, H. & HART, S. R. 1995: The boron isotopic composition of altered oceanic crust. — *Chemical Geology* **126**, 119–135.

SPIVACK, A. J. & EDMONT, J. M. 1987: Boron isotope exchange between seawater and the oceanic crust. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **51**, 1033–1043.

SPIVACK, A. J. & STAUDIGEL, H. 1994: Low-temperature alteration of the upper oceanic crust and the alkalinity budget of seawater. — *Chemical Geology* **115**, 239–247.

SPIVACK, A. J. & YOU, C. F. 1997: Boron isotopic geochemistry of carbonates and pore waters, Ocean Drilling Program Site 851. — *Earth and Planetary Science Letters* **152**, 113–122.

SPIVACK, A. J., PALMER, M. R. & EDMOND, J. M. 1987: The sedimentary cycle of the boron isotopes. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **51**, 1939–1949.

STAUDIGEL, H., PLANK, T., WHITE, B. & SCHMINCKE, H.-U. 1996: Geochemical fluxes during seafloor alteration of basaltic upper oceanic crust; DSDP sites 417 and 418. — In: BEBOUT, G. E., SCHOLL, D. W., KIRBY, S. H., PLATT, J. P. (eds): *Subduction top to bottom. Geophysical Monograph Series* **96**, 19–38, American Geophysical Union, Washington, DC.

STOLPER, E. & NEWMAN, S. 1994: The role of water in the petrogenesis of Mariana trough magmas. — Earth and Planetary Science Letters **121/3–4**, 293–325.

SZABÓ, CS., HARANGI, SZ. CSONTOS, L. 1992: Review of neogene and quaternary volcanism of the Carpathian-Pannonian region. — In: ZIEGLER, P. A. (ed.): Geodynamics of rifting, Vol. I. Case studies on rifts: Europe and Asia, *Tectonophysics*, **208**, 243–256.

SZAKMÁNY, G. & KASZTOVSZKY, ZS. 2004: Prompt Gamma Activation Analysis, a new method in the archeological study of polished stone tools and their raw materials. — *European Journal of Mineralogy* **16**, 285–295.

TATSUMI, Y. & EGGINS, S. 1995: Subduction zone magmatism. — Blackwell Science, *Frontiers in Earth Sciences*, VII + 211 p.

TATSUMI, Y. & KOGISO, T. 1997: Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust: 2. Origin of chemical and physical characteristics in arc magmatism. — *Earth Planet. Sci. Lett.* **148**, 207–221.

TENTHOREY, E. & HERMANN, J. 2004: Composition of fluids during serpentinite breakdown in subduction zones: evidence for limited boron mobility. — *Geology* **32**, 865–868.

THOMPSON, G. & MELSON, W. G. 1970: Boron contents of serpentinites and metabasalts in the oceanic crust: implicatons for the boron cycle in the oceans. — *Earth and Planetary Science Letters* **8**, 61–65.

TONARINI, S., PENNISI, M. & LEEMAN, W. P. 1997: Precise boron isotopic analysis of silicate (rock) samples using alkali carbonate fusion and ion-exchange separation. — *Chemical Geology* **142**, 129–137.

TONARINI, S., LEEMAN, W. P. & FERRARA G. 2001: Boron isotopic variations in lavas of the Aeolian volcanic arc, South Italy. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **110**, 155–170.

UPPSTROEM, L. R. 1974: The boron/chlorinity ratio of deep seawater from the Pacific Ocean. — *Deep Sea Research* **21**, 161–162.

VENGOSH, A., KOLODNY, Y., STARINSKY, A., CHIVAS, A. R. & MCCULLOCH, M. T. 1991: Coprecipitation and isotopic fractionation of boron in modern biogenic carbonates. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **55**, 2901–2910.

WHITE, J. D. L. 2001: Eruption and reshaping of Pahvant Butte volcano in Pleistocene Lake Bonneville. — *Spec. Publs int. Ass. Sediment.* **30**, 61–80.

YOU, C. F., CASTILLO, P. R., GIESKES, J. M., CHAN, L. H. & SPIVACK, A. J. 1996: Trace element behavior in hydrothermal experiments: Implications for fluid processes at shallow depth in subduction zones. — *Earth and Planetary Science Letters* **140**, 41–52.

YOU, C. F., CHAN, L. H., SPIVACK, A. J., GIESKES, J. M. 1995: Lithium, boron, and their isotopes in sediments and pore waters of Ocean Drilling Program Site 808, Nankai Trough: implications for fluid expulsion in accretionary prisms. — *Geology* **23**, 37–40.

Kézirat beérkezett: 2007. 01. 25.

Végjegyzet

A bórizotóp-arányok gyakran delta (δ) jelöléssel vannak kifejezve:

$\delta^{11}B = [(^{11}B/^{10}B)_{Sample} / (^{11}B/_{10}B)_{Standard} - 1] \times 1000$

B-izotóp standardnak az NBS-SRM951-es bórsavat használják, aminek a $^{11}B/^{10}B$ izotóparánya 4,043627 (CATANZARO et al. 1970).

Földtani Közlöny 137/4, 581–598. (2007) Budapest

X-ray computer tomography in clastic sedimentology

Röntgen komputer tomográf alkalmazása a törmelékes szedimentológiában

Zoltán HUNYADFALVI[1]

(16 figures)

Keywords: clastic sediments, X-ray attenuation, numeric analysis, texture, grain size, autocorrelogram, spatial continuity, small-scale static flow

Tárgyszavak: törmelékes üledékek, röntgen sugárgyengítés, numerikus vizsgálat, szövet, szemcseméret, autokorrelogram, térbeli folytonosság, kisléptékű statikus áramlások

Összefoglalás

A különböző felhalmozódási környezetek változatos üledékes fáciesből épülnek fel, képviselve a változatos fizikai, kémiai, és biológiai folyamatokat, amelyek jellegzetes törmelékes üledékes szövet típusokat (texture/fabric) alakítanak ki. A törmelékes üledékes kőzetek sugárgyengítése általában a térfogati sűrűségtől, az atomszámtól, a pórusok fluidumtartalmától, a szemcsék, a cement, valamint a lehetséges póruskitöltő fluidum kémiai összetételétől függ. A szöveti tulajdonságok közül, a szemcseméret az egyik legfontosabb, amely hatással van mind a térfogati sűrűségre, mind a sugárgyengítésre. Az orvosi CT felbontása alkalmas a 0,1 milliméteres tartomány feletti szemcseméret változásából adódó sugárgyengítési érték megváltozásának észlelésére. A törmelékes üledékes kőzetek numerikus azonosíthatósága azon a megfigyelésen alapszik, hogy minden szövettípus jellemezhető egy Hounsfield egység intervallummal, figyelembe véve annak korát, és felhalmozódásának jellegét. Az intervallumok között átlapolódások jöhetnek létre. Ennek elkerülésére, normális eloszlású adatsor esetében, a várható érték, míg nem normális adatsor esetében a medián, vagy a 'maximum-likelihood' módszerrel becsült középérték használandó. Az autokorreláció, vagy pontosabban az autokorrelogram alkalmas a síkbeli folytonosság térbeli elemzésére. A legalább gyenge stacionaritással bíró regionalizált változó félvariogramja és annak síkbeli autokorrelációja között fennálló függvénykapcsolat, lehetővé teszi, hogy az autokorrelogram felszínét, mint az eredeti adatok térbeli folytonosságának képét alkalmazzuk. Így a síkbeli autokorrelogram a mérési adatok teljes statisztikai rendszerét adja meg. A Laplace-operátor egy olyan matematikai eszköz, amellyel egy adott pontban a fizikai mennyiségek nettó hozzá-, illetve eláramlását tudjuk meghatározni. A Laplace-operátor alkalmazásával előállított gridek, jó egyezést mutatnak a törmelékes üledékes kőzetek szerkezeti és heterogenitási tulajdonságaival. Ebből következően, a módszer alkalmazható potenciális áramlási pályák kijelölésére. A magfeltöltéses vizsgálatokban való alkalmazása elősegíti a rezervoár kőzetekben, mikro-léptékben lezajló fluidáramlások jobb megértését, és előre jelezhetőségét. A dolgozatnak két fő célja van: első, hogy bemutassa, a CT mérésekből származó adatok elemzésével az alapvető törmelékes üledékes kőzetek numerikusan azonosíthatóak és megkülönböztethetőek egymástól; másodszor, hogy a Laplace- operátor alkalmazásával előállított gridek jó egyezést mutatnak a törmelékes üledékes kőzetek szerkezeti és heterogenitási tulajdonságaival, valamint, hogy ennek a módszernek az alkalmazásával, az orvosi CT felbontási tartományában lehetőség van potenciális áramlási pályák kijelölésére.

Abstract

Depositional environments composed of diverse sedimentary facies that represent the variability of different physical, chemical and biological conditions which generate characteristic textures and fabrics of clastic sedimentary rocks. X-ray attenuation of clastic sedimentary rocks generally depends on bulk density, effective atomic number, fluid content, and the chemical composition of grains, cement and fluid

[1]Department of Geology and Paleontology, University of Szeged, 6701 Szeged P. O. Box: 658; zoli@geo.u-szeged.hu

content if present. Grain size is one of the most important characteristics of texture which affects bulk density and consequently X-ray attenuation. The resolution of medical CT is suitable for detecting the changes in X-ray attenuation which originate in grain size alteration above 0.1 mm. Numerical identification of clastic sedimentary rocks, based on the observation that every type of texture could be represented by different intervals of Hounsfield Units (HUs), takes age and depositional history into consideration (even though some overlaps might occur). To avoid overlapping, an expected value should be used if the distribution of data set is normal; if it is not the case a median or mean estimated by a 'Maximum-likelihood' method is recommended. Autocorrelation or rather a planar correlogram is suitable for analyzing planar continuity in three-dimensions. The functional relationship between the semivariogram (of at least the second order stationary regionalized variable) and its planar autocorrelation allow the autocorrelogram surface to be used as a spatial continuity of the original data. Thus the planar autocorrelogram gives the complete geostatistical system of the measured data. The Laplacian operator is a mathematical tool used for determining the net recharge and discharge volume for a physical quantity at a given point. Grid contours generated with the operator coincide with the structural and heterogeneity characteristics of clastic sedimentary rocks and thus the method is suitable for to indicating potential static flow surfaces or paths. Adoption of this method in coreflood experiments improves — on a micro scale — the comprehension and predictability of fluid motions in reservoir beds. This paper has two main goals: first, is to show that basic clastic sediments and sedimentary rocks are numerically identifiable and clearly distinguishable from each other on the basis of CT derived data analysis. The second goal to demonstrate that grid contours generated with the Laplacian operator coincide with the structural characteristics and inner heterogeneity of sedimentary rocks; and the method is suitable for indicating the potential flow surfaces or paths of clastic sedimentary rocks within the range of resolution of medical CT.

Introduction

Computerized X-ray tomography has been applied in geosciences for a considerable period of time. This non-destructive technique is adequate for investigating of the internal structure of various categories of volcanic, metamorphic, and sedimentary rocks. Sedimentary rocks are classified as nonsiliciclastic and siliciclastic depending on the origin of the constituents. Siliciclastic rocks are composed predominantly of terrigenous constituents derived from subaerial weathering processes and volcanic activity.

HONARPOUR et al. (1985) showed the functions of X-ray beam attenuation when crystalline solids were scanned. X-ray attenuation value varies with the size of the mineral, the orientation of the X-ray beam with respect to the crystallographic axes, the quality of the crystals, mineral orientation in the rock fabric, and the microscopic heterogeneity of the fabric due to reorientations and recrystallizations during lithification.

Another application of CT scanning is with the using of digital images to describe facies in terms of sedimentary transport processes and climatic variations. ROSS (1993) used CT to recognize coastal sediment transport processes, while LONG & ROSS (1991) applied it to identify depositional systems and deltaic evolution. Many studies investigate bed thickness in order to determine the variability of sediment rate (e.g. AGTERBERG & BANERJEE 1969; BESRÉ and OCCHIETTI 1990). By obtaining data along the longitudinal axe of a core sample a density series can be constructed. Such a series represents the geologic time and deposition, and contains information about the physical properties of the sediment at a given level. By plotting density data on an equidistant scale we get a time-sequence. Time-

sequence analysis can reveal the cyclical character of deposition, taking resolution of medical CT into consideration (HUNYADFALVI 2004).

X-ray attenuation coefficients recorded as raw CT data are the basis of the numeric or quantitative analysis of samples (KENTER 1989; KAWAMURA 1990; CARLSON & DENISON 1992; KANTZAS et al. 1992; FOLDES 1993; BOSSCHER 1993; ORSI et al. 1994; BOESPFLUG et al. 1995; DENISON et al. 1997; FÖLDES et al. 2000; VANDERSTEEN et al. 2003; HUNYADFALVI 2004). Furthermore, numeric analysis proved to be efficient in revealing features that would otherwise be hardly visible.

CROMWELL et al. (1984) stated that non-destructive CT scanning would aid petroleum industries by imaging fluid flow in porous media. Petroleum engineers use CT data to study two-fluid coreflood experiments in reservoir lithologies (WELLINGTON & VINEGAR 1987; WITHJACK 1987), and to evaluate physical properties such as porosity and density (WELLINGTON & VINEGAR 1987; KANTZAS et al. 1992; ORSI et al. 1994; FÖLDES et al. 2004). Coreflood experiments are important in determining the index number for rock fluid interaction (that is, relative permeability): the visual displaying of the changing dynamism of saturation distribution also improves the comprehension and predictability of fluid motions in reservoir beds.

Many studies have investigated the role of CT scanning in single or multiple-phase processes (but these will not to discussed here in detail).

This paper has two main goals: first, is to show that basic clastic sediments and sedimentary rocks are numerically identifiable and clearly distinguishable from each other on the basis of CT-derived data analysis; the second is to demonstrate that grid contours generated with the Laplacian operator coincide with the structural characteristics and inner heterogeneity of sedimentary rocks and, furthermore, the method is suitable for indicating the potential flow surfaces or paths of clastic sedimentary rocks within the range of resolution of medical CT.

Principles of CT

X-ray computer tomography is based on the attenuation of X- or gamma rays emitted from an X-ray tube. Gamma rays interact with the matter in four ways: Raleigh scattering, photoelectric effect, Compton Effect, and pair generation (SIEGBAHN 1965). All these interactions depend on photon energy and the atomic number of the matter. A thin, well-collimated beam of X-ray attenuates following Beer's law:

$$I = I_0 exp\ (-\mu x)$$

where I_0 is the integral current of incident X (gamma) photons; I is the integral current transmitted by the sample; μ is the linear attenuation coefficient of the sample; and x is the sample width.

Three of the four interacting effects (Raleigh scattering, photoelectric and Compton effects) occur between 30 and 200 keV, which is the operating range of the most modern CTs. In cases in which there is a predominance of the Compton effect (above 100keV), the μ depends only on the density of the sample and not on its chemical composition. This is the case for most of the present day medical CTs. On the other hand, when the photoelectric effect dominates, the μ coefficient depends

also on the chemical composition of the absorbent. For samples which are not homogeneous, like clastic sedimentary rocks, the attenuation coefficient has different values at different points of the sample. This is why the linear attenuation coefficient μ depends on both the effective atomic number and the density of the object (CURRY et al. 1990).

At the end of the CT image reconstruction process, the result is a numerical map consisting of all the attenuation coefficients corresponding to each volume element (voxel). The values expressed as non-dimensional CT number (Hounsfield Units or HUs), according to the following relation:

$$HU = \frac{(\mu - \mu_{water})}{\mu_{water}} \times 1000 \ .$$

The fixed values of this scale take –1000 for the air and 0 for the water. The greater is the value of μ, the higher is the corresponding HU. The degree of attenuation is conventionally expressed in Hounsfield Units normalized by the attenuation coefficient of pure water (see KAWAMURA 1990; COLLETTA et al. 1991; FÖLDES 1993; INZAKI et al. 1995; OHTANI et al. 2000).

Reconstructed CT images are usually displayed as negative images where lighter tones represent higher HU values and, in contrast, lower HU values correspond to darker regions of the image. The difference between these regions is relative and thus there is no "uniform" scale to which reference can be made. Every core sample is a different case study: furthermore, there are certain conditions that need to be taken into consideration and these are dealt with in the next section.

The average 0.3–0.4 mm resolution of medical CT is not suitable for detecting mineral grains, for direct investigation of pore space, or for measuring the size of the pore throats. On the other hand, it is quite suitable as a macro-scale which can detect changes in the texture/fabric of sedimentary rocks linked to the changes of the character of deposition. Prior to this observation GEIGER et al. (2007) proved the significant genetic connection between the vertical sedimentary sequences which represent the depositional character of sedimentary facies and the correspondent rock density profiles.

Some mathematical calculations cannot be carried out on the set of non-positive numbers; therefore Hounsfield Units should be corrected with +1024 prior to any numerical evaluation. This 1024 must be extracted before calculation of CT numbers (CTN) (see details below).

Basic sedimentological principles

From the difference between the depositional environment and the depositional conditions, by definition (MOLNÁR & GEIGER 1981) it follows that any depositional environment consists of the system of depositional conditions and their rock equivalents (GEIGER 1986). The vertical succession of the individual facies of some depositional environments — e.g.: a point-bar, a channel or the natural levee of a fluvial environment — does not necessarily mean that the rock types have been changed. On the other hand, it is true that the temporal constancy of some

depositional environment resulted in concordant bedding of different rocks due to changeability of sedimentary processes. Thus it cannot be accepted that the extension of the term sedimentary bed follows for every bounding surface which reflects the regional change of the depositional process (MAJOROS 1966, p. 5; cited after GEIGER 1986). This statement is not a rejection of the descriptive character of the sedimentary bed. In the case of clastic sedimentary rocks the use of term 'bed' as a rock type is inappropriate in a genetic sense because it does not fulfil the genetic aspect of the reconstructionm of the environment. Consequently, 'sedimentology depositional facies' refers to the vertical succession of rocks that are in a genetic relationship.

Different Hounsfield Units, with respect to the different rock types of different ages, help to identify alterations in the sedimentary texture/fabric and bulk density. However, different attenuation coefficient values may correspond to rocks of equivalent grain size but of different degrees of diagenesis. The characteristic properties of clastic sedimentary rocks reflect the general effect of the various physical, chemical and biological processes. Synsedimentary and post-sedimentary processes, diagenesis, primary and secondary porosity and geological time play primary roles in affecting the texture, fabric, and bulk density of sedimentary rocks. Consequently, quantitative comparisons can involve samples from almost similar depositional environments with slight differences in the degree of diagenesis.

Tools and samples

CT measurements have been carried out at the Institute of Diagnostic Imaging and Radiation Oncology, University of Kaposvár, where a Siemens Somatom Plus 40 instrument was used. The slice thickness is 2 mm; the pixel size is 0.33×0.33 mm, and the measurements were made for a single slice. The original image consisted of 512×512 voxels and thus the field of view (FOV) was 512×0.33 mm — that is approximately 16.98 cm. The highest resolution of the Somatom Plus 40 is $0.1\times0.1\times1$ mm. The instrument operates at 140 kV, with a 189 mA current, and 1.5 s exposure.

Core samples analyzed are from the collection of the Department of Geology and Palaeontology, University of Szeged, and Mol (Hungarian Oil and Gas Co.). The collection contains samples from the Pannonian Basin filled with sediments which came from a delta-fed turbidity fan, of Pannonian age (Pannonian *sensu lato* 12.6–2.4 Ma). The fan morphologically fits in with the Walker-type fan model (WALKER 1978), and satisfies the criteria of a point source mud/sand-rich submarine fan (READING & RICHARDS 1994).

The main reason for choosing samples is so that they have characteristic and easily identifiable textural, structural features, visible to the naked eye.

Methods

The measurement provides attenuation coefficient values arranged in a 512×512-size grid. Each grid is easily visualized by using any surface modelling system, like Surfer 8, a product of Golden Software. To avoid data-lossthe 'Nearest neighbour' method should be used to calculate grid contours, and define grid

spacing as one in both X and Y directions. Thusit is possible to visualize the real CT data, and the image has a better resolution. Among the several advantages of this solution, the most important ones are: (1) the grid/extract command in Surfer 8.0 creates a subset of an existing grid file to focus on some important data geometry at the so-called data-level. (2) the grid/blank command removes grid node data from a grid in areas where it is not desired to display contours on a map, and data of the blanked grid can be easily exported to any statistical programs (in this paper SPSS 11.0, and Statgraphics 3.0 were used). (3) the grid representation is appropriate for studying the spatial continuity of HU values (e.g. by counting the grid correlogram), or to search for some repetitive pattern by computing the grid periodogram; (4) this solution provides a direct way of connecting the data-preparation, the mathematical-statistical analyses, and the spatial analyses phases.

Every type of texture could be represented by an interval of HU values. The problem is that sometimes these intervals overlap so it is difficult to distinguish them explicitly in a numerical way. To overcome the problem in the numerical identification of the basic clastic sedimentary rocks two sample comparisons must be used in which the programme runs a Mann-Whitney W test to compare the medians of the two samples. This test is constructed by combining the two medians and the respective mean values of the data sets are then compared. Due to the non-normal distribution of sets coming from an irregular shaped grid, the contours of the mean of each data set are calculated using a 'Maximum-likelihood' method that is independent of the distribution type and robust with regard to the still existing extreme values. If the difference of two medians is less than 20 HUs — which is double the measuring noise of medical CT — the sets can be considered to be numerically equal. The choise of an interval (20 HUs) was considered necessary because data sets are obtained from different sizes of core samples and grid contours.

All statistical comparisons must follow sedimentological analysis in order to reveal the facies and the nature of the accumulation within depositional environments, since different facies of depositional environments create different textures and fabrics of clastic sedimentary rocks.

Linear geostatistics uses semivariograms to analyze the planar and spatial continuity of the regionalized variables. Autocorrelation or more precisely the planar correlogram is suitable for analyzing the planar continuity of slices perpendicular to the longitudinal axis of core samples. Anisotropy analysis on these grid contours is applicable because no interpretation between grid nodes was applied in order to generate the contours. There is a functional relationship between the semivariogram of at least a second order stationary-regionalized variable and its planar autocorrelation. The semivariogram surface can be obtained from the correlogram applying this theorem (GEIGER 2005). It is reasonable that the autocorrelogram surface that counts for the grid contour shows the spatial continuity of the original data. Consequently the planar autocorrelogram gives the complete geostatistical system of the measured values.

The determination of the static potential flow paths of the sedimentary rocks requires the application of the Laplacian operator. With the aid of the operator recharge and discharge areas and their surfaces can be identified easily. The Laplacian operator ($\partial^2 Z$) is a mathematical tool for determining the net recharge ($\partial^2 Z>0$) and

discharge ($\partial^2 Z<0$) volume for a given surface or rock volume. On the grid generated with the operator the recharge areas have positive signs while the discharge areas are negative. The flux of traditional physical quantities — like ground water, heat or electric charge — at a given point is the function of the gradient of that point. The determination of the gradient is possible with the following equation:

$$\partial^2 Z = \frac{\delta^2 z}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 Z}{\delta y^2}.$$

Results

The value of X-ray attenuation usually depends generally on bulk density, effective atomic number, fluid content,the chemical composition of the grains, cement and fluid if present in clastic sedimentary rocks (HUNT et al. 1988; KNOLL 1989; BOESPFLUG et al. 1995).

The debris materials of Pannonian sediments consist of metamorphic and quartz gravels; the cements are dark grey siltstone, clay, light grey carbonate containing siltstone and sandstone (BÉRCZI & VICZIÁN 1973). Most of the samples are quartzose litharenite, litharenite and feldspathic arkose (*Figure 1*). Core samples from the Algyő region include sandstone ripples, dunes and massive sandstone beds, in alternation with siltstone and argillaceous marl beds. The mean values of the sandstone beds (regardless of their mineral content) from the A–248/1, A–248/2 and A–100 boreholes were 2604, 2718, and 2663 HUs, respectively.

The CTN or CT numbers, proposed by AMOS et al. (1996) were derived from HUs as follows:

$$CTN = \frac{HU}{1000} + 1 .$$

The main benefit of CTN over HUs is that they give a better approach to sample densities expressed in the traditional gr/cm³ form. The CT numbers for the same samples analyzed are 2.58, 2.69 and 2.64, respectively. These values are within the statistical error limit of the density of the quartz mineral which is 2.65 gr/cm³. Note that 1024 must be extracted from Hounsfield Units before applying the equation.

Grain size is an important factor which effects X-ray attenuation. The resolution of medical CT is suitable for detecting changes in X-ray attenuation

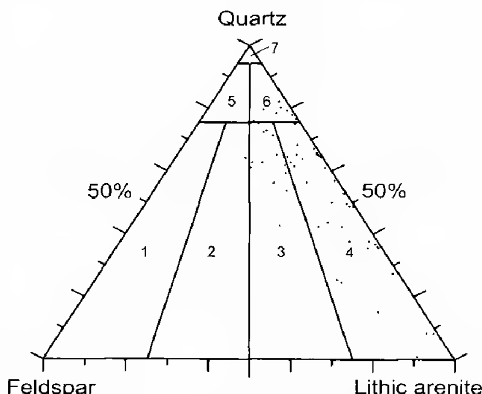


Figure 1. Mineral content of sediments of the conglomerate level with Lower-Pannonian age. Legend: 1 arkose, 2 litharenitic arkose, 3 feldspathic arkose, 4 litharenite, 5 quartzose arkose, 6 quartzos litharenite, 7 quartzite. After BÉRCZI & VICZIÁN (1973)

1. ábra. Az alsó-pannóniai konglomerátum szint üledékeinek ásványos összetétele. Jelmagyarázat: 1. arkóza, 2. „kőzethomokos" arkóza, 3. földpátos kőzethomok, 4. kőzethomok (litoarenit), 5. kvarcos arkóza, 6. kvarcos kőzethomok, 7. kvarcit. Átdolgozva BÉRCZI & VICZIÁN (1973) nyomán

which have their origins in grain size alteration above 0.1 mm. Sedimentary rocks with a smaller mean grain size have higher X-ray attenuation than rocks with a bigger mean grain size with regard to slight differences in age and depositional history (*Figure 2*) (HUNYADFALVI 2006). Compaction and cementation are processes that increase bulk density and decrease porosity. The higher degree of the diagenetic stage means a greater bulk density, tighter packing, higher X-ray attenuation and higher Hounsfield

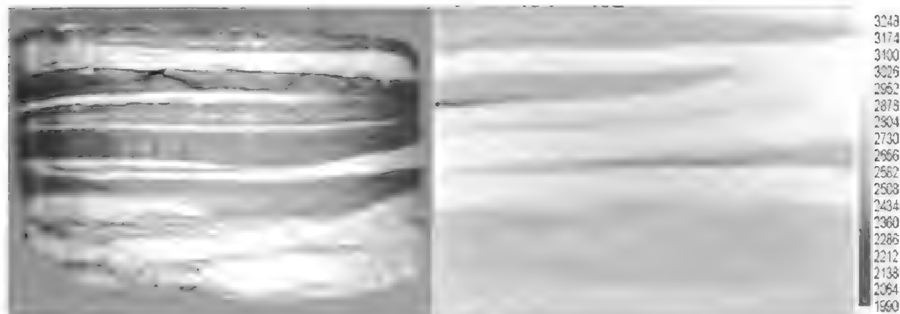


Figure 2. Fine sandstone and siltstone with the same depositional origin and age. These rocks represented by different X-ray attenuation coefficients due to different mean grain sizes. On the right is the grid contour of Hounsfield Unit (HU) values. Higher HU values (light grey) represent smaller mean grain size

2. ábra. Hasonló felhalmozódási eredetű és korú finomszemű homokkő és aleurolit. Az eltérő szemcseméretből adódóan, különböző röntgensugárzás gyengítési együtthatóval jellemezhetőek. A jobb oldali képen a Hounsfield egységek (HE) grid kontúrja látható. A nagyobb HE értékek (világos szürke), kisebb szemcseméretet jelölnek

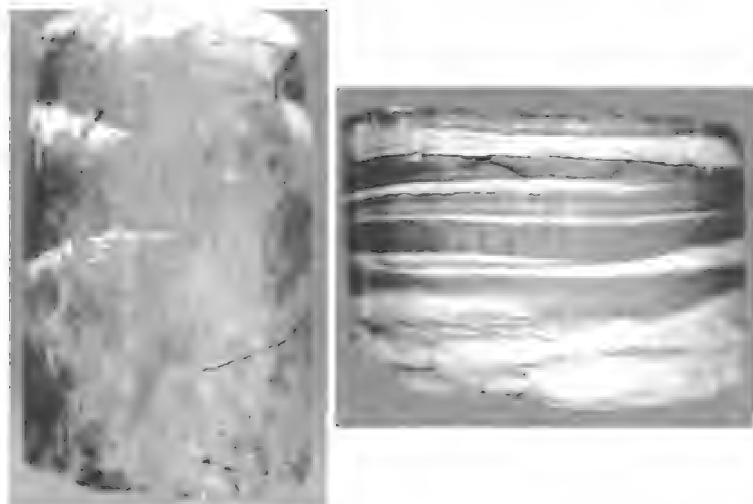


Figure 3. Upper Holocene siltstone on the left, and siltstone bands of Lower Pannonian siltstone on the right (dark grey bands). They represent two different diagenetic stages; therefore, the Hounsfield units concerning to them are also different

3. ábra. Felső-holocén aleurolit (bal oldali kép), valamint alsó-pannóniai aleurolit (sötétszürke sávok) és homokkő (jobb oldali kép). A minták, két eltérő diagenizáltsági állapotot reprezentálnak, ebből kifolyólag, a HE értékek is különbözőek

Units. Generally, older rocks represent higher diagenetic stages and therefore bulk density values (rather than younger rocks) so they are represented by higher Hounsfield Units. On *Figure 3* there are two siltstones representing two diagenetic stages due to different geological ages. On the left hand photo there is an Upper Holocene siltstone with (median 2193 HUs) (HUNYADFALVI 2004), while the other one on the right is with a Lower Pannonian siltstone (median 2869 HUs). The main difference between them is the degree of the diagenetic stage they are at.

Basic clastic sediments and sedimentary rocks are numerically identifiable and can easily be distinguished from each other on the basis of CT-derived data analysis taking age and depositional history into consideration. 13 core samples involved in the numerical comparison were subdivided into coarse grain-size sets and fine grain-size sets. The boundary between coarse and fine sediments is 0.0625 mm or $\Phi = 4$. The Φ corresponds to the diameter of the particles according to the equation: $\Phi = -\log_2 d$ (KRUMBEIN & SLOSS 1963), where d is the diameter in millimetres. Prior to statistical comparison outlier and extreme data must be removed from sets of coarse and fine grain size data sets, respectively, using the Box-Whisker plot technique. This step ensures that only appropriate data are taken into consideration. All coarse grain-size sets have to be compared to each other in order to reveal numerical identity or difference between them (*Figure 4*). The same procedure is carried with fine grain size

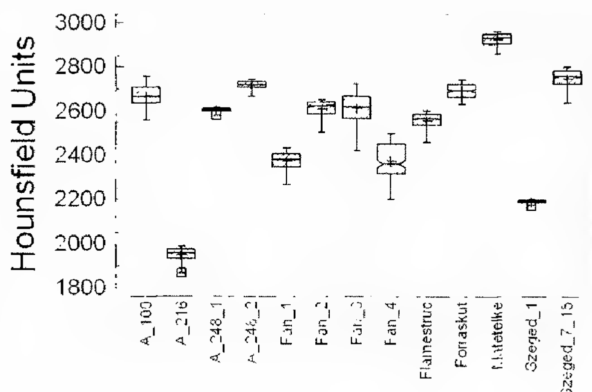


Figure 4. Coarse grain size sets are compared to each other to reveal numerical identity. Two sample comparisons run a Mann-Whitney W test to compare the medians of the two samples

4. ábra. A durva szemcseméretű adathalmazok összehasonlítása, feltárja az esetleges numerikus azonosságokat. Az eljárás során a mediánok páronként, a Mann-Whitney-féle W teszt alapján lettek összehasonlítva

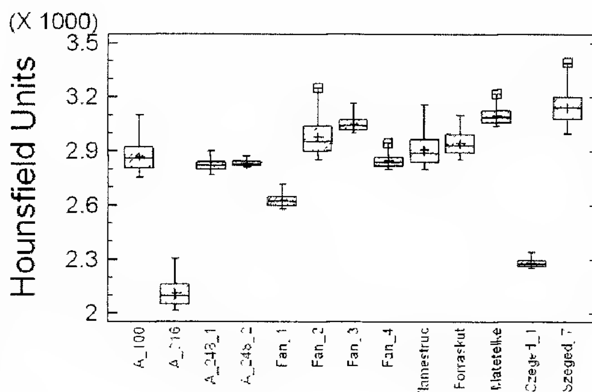


Figure 5. Fine grain size sets are compared to each other to reveal numerical identity. Two sample comparisons run a Mann-Whitney W test to compare the medians of the two samples

5. ábra. A finom szemcseméretű adathalmazok összehasonlítása. Az eljárás során a mediánok páronként, a Mann-Whitney-féle W teszt alapján lettek összehasonlítva

sets either (*Figure 5*). Results show that data sets are statistically different from each other on the basis of their medians and means. On *Figure 4* and *Figure 5* the data sets of core samples are displayed in one graph in order to reveal significant numerical difference or lack of difference between the median values. There are five data pairs from the coarse grain-size sets whose medians are within the 20 HU-interval, so they seem to be numerically identical (*Figure 6*). Sedimentological analysis verifies this assumption: the sandstones of numerically identical data pairs are from the same

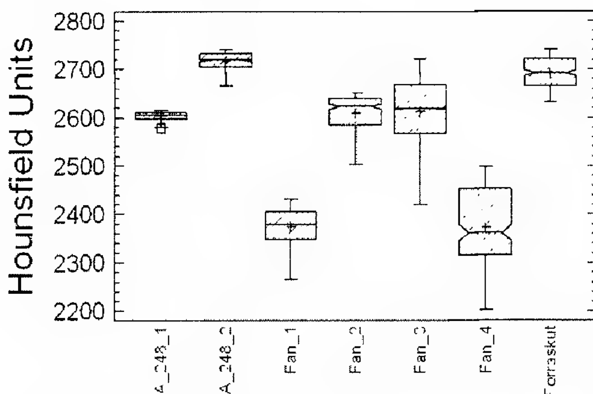


Figure 6. There are five pairs of samples: A-248/1–Fan/3, A-248/1–Fan/2, A-248/2–Forráskút, Fan/1–Fan/4, and Fan/2–Fan/3 that are numerically identical on the basis of their medians

6. ábra. A mediánok alapján öt adathalmaz-pár numerikusan azonosnak mutatkozott

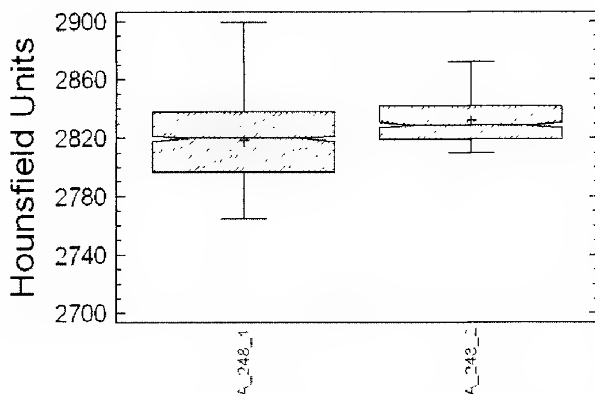


Figure 7. These two core samples are numerically identical based on two sample comparison of median values of the fine grain size sets

7. ábra. A finom szemcseméretehez tartozó adathalmazok mediánjai egymástól numerikusan nem különböztethetőek meg

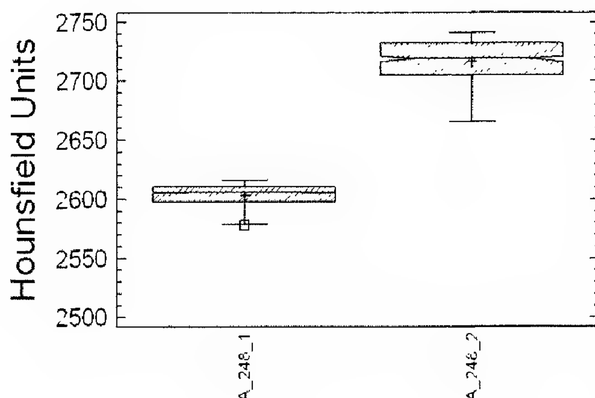


Figure 8. The same core samples proved to be numerically different based on two sample comparison of median values of the coarse grain size sets

8. ábra. Ugyanazon fúrómagok durva szemcseméretéhez tartozó adathalmazainak mediánjai numerikusan különbözőek

depositional environment (i.e. the distributary channel deposits of a submarine fan) with similar accumulation conditions.

There are two samples from the same borehole with a few tens of centimetres of vertical separation that are numerically identical on the basis of the respective medians of fine grain size sets (*Figure 7*), and different on the basis of the medians of coarse grain-size sets (*Figure 8*). These statements seem to contradict to each other. Basically, fine grains are not involved in traditional statistical grain size analysis, because grains finer than fine sand could have been deposited by different agents



Figure 9. Two core samples from the same borehole with a few of tens of centimetres vertical separation from each other. There is massive sandstone in the middle of core sample on the left (A–248/1). On the right, there are dune and ripple sands (A–248/2). Different textural characteristics are the basis of different median values of Hounsfield Unit values

9. ábra. Ugyanazon fúrásból származó magminták, néhány tíz centiméter függőleges távolságban egymástól. A bal oldali ábrán látható minta (A–248/1) középső részén szerkezet nélküli homokkő látható. A jobb oldali minta (A–248/2) homokdűnékből, homok fodrokból áll. Az eltérő szöveti (texture) tulajdonságoknak, eltérő HE értékek a következményei

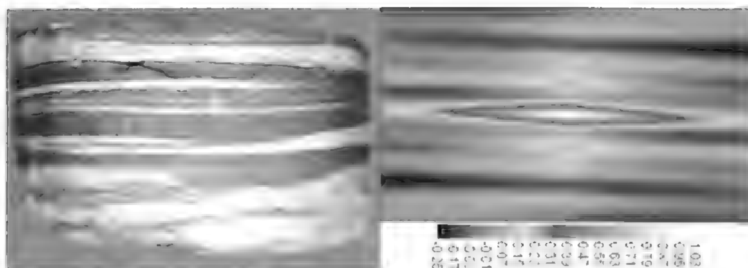


Figure 10. Photo and correlogram of core sample A-100. The anisotropy ellipse shows near horizontal continuity. The alteration of light and dark grey bands represents zonal anisotropy that coincides with the structure of core sample

10. ábra. Az A–100 jelű minta fotója és korrelogramja. Az anizotrópia ellipszis közel vízszintes folytonosságot jelöl. A világosabb és sötétebb szürke sávok váltakozása zonális anizotrópiát mutat, amely megegyezik a mintán látható szerkezettel

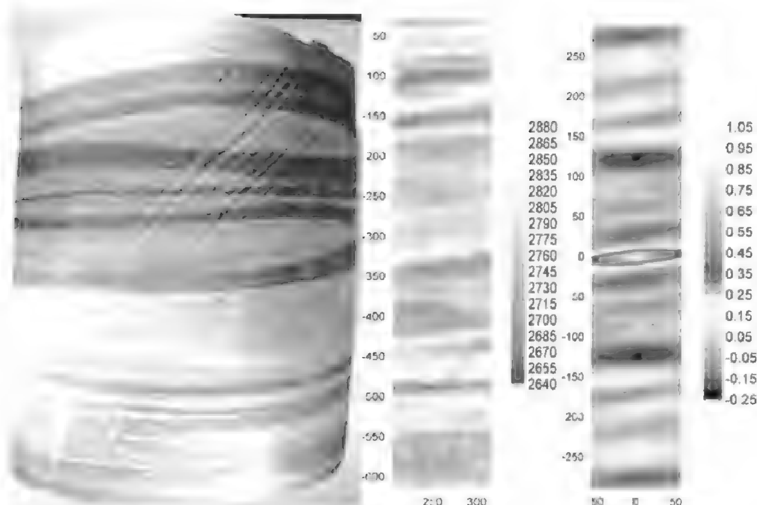


Figure 11. Zonal anisotropy of core sample A–248/2 derived from horizontal and wavy bedding of alternating silty and sandy sediments. Grid contour (in the middle) is narrower than the real sample in order to deal with unbiased data only

11. ábra. Az A–248/2 jelű mintán szintén zonális anizotrópia figyelhető meg; oka a horizontális, hullámos rétegzettségű homokkő és aleurolit váltakozása. A középső ábrán látható grid kontúr keskenyebb, mint a minta annak érdekében, hogy a számítási műveletek csakis a valós adatokkal valósuljanak meg

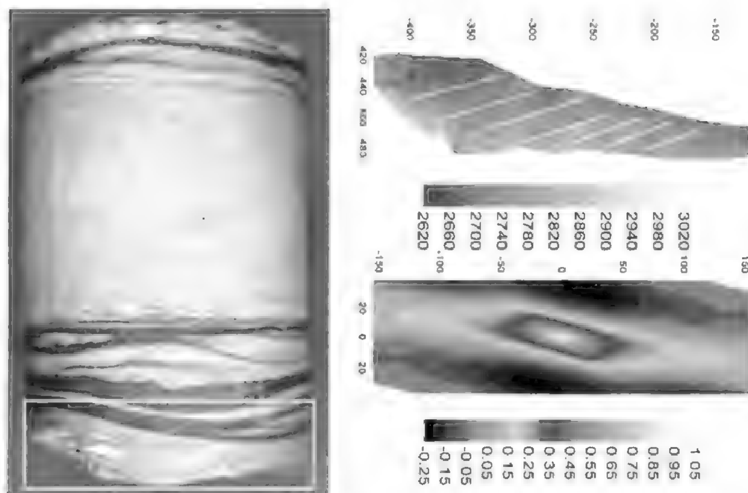


Figure 12. There is a dune form on the lowermost part of the sample (white rectangle). Laminae are also visible on the grid contour indicated by white lines (upper right). Autocorrelogram shows an elongated inner heterogeneity originated in downstream migration of the dune

12. ábra. A minta alsó részén dűneforma látható (fehér négyszög). A jobb felső ábrán látható grid-kontúron jól láthatóak a dűnét felépítő réteglemezek (fehér vonalakkal kiemelve). Alatta az autokorrelogramon elnyújtott, enyhén ívelő főtengelyű anizotrópia ellipszis figyelhető meg. Ez nagyon jól egybevág a dűneforma folyásirányba történő migrációja miatt kialakuló belső heterogenitási iránnyal

and the difference between the character of the agents cannot be revealed due to the lack of any significant mark indicating the way of transportation as identified on the grains. The sandstone from core sample A–248/1 is of a massive nature with abrupt, fall-like accumulation caused by the turbidity current. On the other hand, the sandstone from core sample A-248/2 is dune and ripple sand; it has graded bedding laminae due to the lower flow velocity and traction carpet sedimentation (*Figure 9*). The difference in texture also means there are differences in the respective median values of the Hounsfield Units.

The spatial continuity and anisotropy of grid contours reflect the original texture and structure relations of the core samples. On *Figure 10,* the correlogram of core sample A–100 coincides with the structure of the sample, and reveals zonal anisotropy which had its origins in the vertical alteration of the sandstone and siltstone beds. In other words, the longer axis of the anisotropy ellipse is nearly horizontal, as is indicated by the layer boundaries. Zonal anisotropy is also visible on the correlogram of core sample A–248/2 (*Figure 11*). The grid contour and correlogram of sample A–248/2 is narrower than the original core sample due to the extraction of inappropriate data in order to use real HU values which only correspond to each of the rock types.

There is a dune form on the lowermost part of sample A–248/1 and its spatial heterogeneity is linked to its genetics (*Figure 12*). Laminae are visible on the grid contour and the anisotropy grid shows a rather elongated form derived from dune downstream migration.

The amalgamation surface is a planar fabric across which two turbidity bodies are joined (MATTERN 2002). Its horizontal continuity — represented by the correlogram generated from the grid contour (*Figure 13*) — verifies the genetics of the surface.

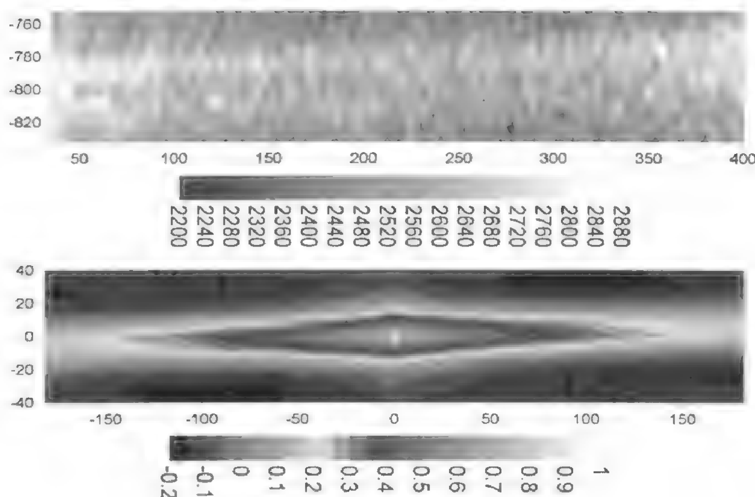


Figure 13. The grid contour (upper) and the correlogram (lower) of amalgamation surface. Anisotropy ellipse indicates the near horizontal continuity that is derived from its genetics

13. ábra. Az összeolvadási felszín grid kontúrja (felső) és autokorrelogramja (alsó). Az anizotrópia ellipszis, közel horizontális folytonossági irányt jelöl, amely az összeolvadási felszín kialakulására vezethető vissza

Zones of weakness or potential flow paths can be easily identified on grids generated with the Laplacian operator. In core sample A–100 the lower bounding planes of the sandstones which are erosional surfaces are the recharge areas where the least resistance occurs (*Figure 14*). The same features can be seen on core sample A–248/2 (*Figure 15*). Both samples are typical instances of the horizontal bedding of silty and sandy sediments, where erosive surfaces were generated by higher energy currents. The autocorrelogram of the amalgamation surface shows horizontal

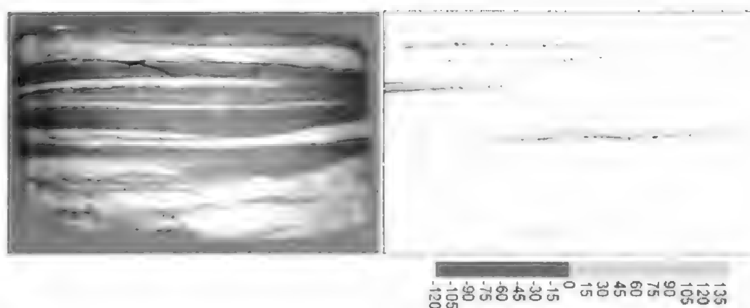


Figure 14. In core sample A–100 the potential flow paths are highlighted by erosional surfaces that represent the lower bounding planes of sandstones. Values above zero indicate recharge areas (light grey)

14. ábra. Az A–100 jelű mintában a potenciális áramlási pályákat, a homokköveket alulról határoló eróziós felszínek jelölik ki. A grid-kontúron a nullánál nagyobb, világosszürke adatpontok az összeáramlási zónákat jelölik

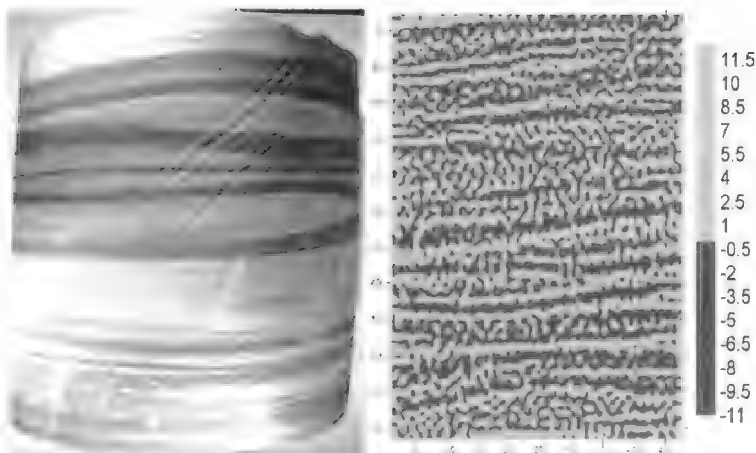


Figure 15. As seen on Figure 14 bounding planes of alternating siltstone and sandstone beds indicate sharp potential flow paths since they represent the paths where the least resistance occurs

15. ábra. A 14. ábrához hasonlóan, az A-248/2 mintán is a homokköveket alulról határoló eróziós felszínek képezhetik az áramlás lehetséges útvonalát, hiszen ezek a legkisebb ellenállású zónák

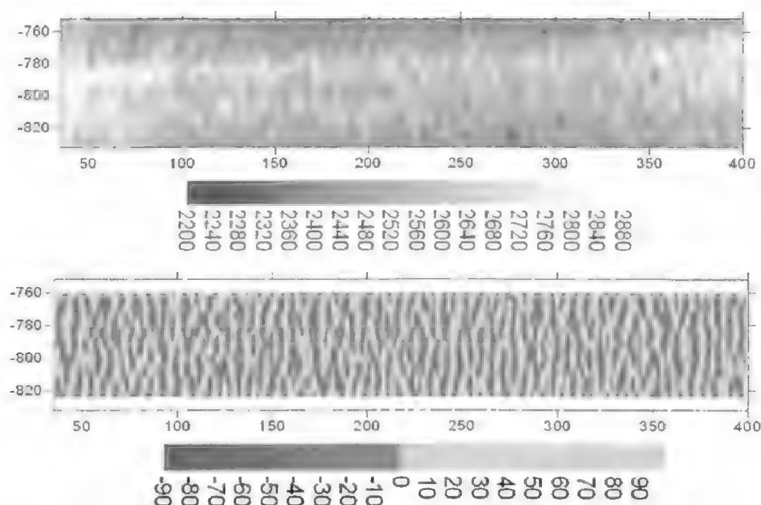


Figure 16. Potential flow paths of amalgamation surface (lower) show vertical orientation in contrast with anisotropy ellipse see on Figure 13. It could be due to abrupt accumulation governed by gravity

16. ábra. Az összeolvadási felszín potenciális áramlási pályái függőleges orientációt mutatnak (alsó), amely ellentétben áll a 13. ábrán látható anizotrópia-ellipszis által kijelölt fő folytonossági iránnyal. Ennek oka a gravitáció hatására bekövetkezett gyors akkumuláció lehet

continuity (*Figure 13*). In contrast to this the potential flow paths seem to be vertical, being derived from the abrupt, fall-like accumulation of the sediments (*Figure 16*). Core flood experiments are needed to reveal the inner heterogeneity of these surfaces and accept or reject the assumptions.

Discussion

The core samples analyzed some 34 years ago by BÉRCZI & VICZIÁN (1973) represent a more than three-decade-old method for mineral content analysis. It means the results the scientists acquired then could be different now with application of state-of-the-art methods. Unfortunately, the author did not have the possibility to accomplish any mineral content analysis, so he was constrained to accept the formerly calculated results. The fact that the CT numbers are within the statistical error limit of the density of the quartz mineral (2.65 gr/cm^3) shows that CT measurements give reasonable enough results with respect to the dominant mineral component of sandstones with Early Pannonian age and which affect X-ray attenuation. Due to the resolution of medical CT information can be gained about the 2 mm^2 area times the thickness of the slice (known as voxel, the pixel in 3D) of the core sample (which is too big to decide the affect of each mineral grain on X-ray attenuation). The mineral composition varies randomly from voxel to voxel and there is no correlation between the respective compositions of neighbouring voxels. Thus, there is no chance to generate a "uniform" scale to which data can be assigned.

Diagenesis is the collective term for several physical, chemical and biological processes that affect the physical and chemical properties of sedimentary rocks. The mineral content, pressure, temperature, the character and flux of pore filling fluids, porosity, and permeability all have an influence on the processes taking place during lithification and diagenesis. Due to the complexity of the diagenetic processes it is a difficult task to emphasize with certainty the dominance of one or two of them which having the largest effect on the bulk density and X-ray attenuation.

The resolution of the medical CT is unsuitable for detecting single grains, pores or for the indirect determination of the size of pore throats. Although, this is true, the former statement concerning the relationship between grain size and the attenuation coefficient — i.e. the smaller the grain size, the higher the attenuation coefficient — also has some truth. Two basic sedimentary rock types from the same depositional environment, with the same age and diagenetic stage represent two different medians, expected values or means of CT data sets. The main difference between them is the type of accumulation. Finer sediments tend to accumulate during low velocity; the packing is tighter and therefore the bulk density is higher, so is the attenuation coefficient or Hounsfield Unit, regardless of the mineral content.

Conclusions

Medical CT measurements provide reasonable enough data to enable the application of numerical analysis in order to identify and distinguish basic clastic sedimentary rock types, taking age and depositional history into consideration. X-ray attenuation of clastic sedimentary rocks generally depends on the bulk density, effective atomic number, fluid content, and chemical composition of the grains, cement, and fluid content (if present). Supposing that age and the nature of deposition are nearly the same, a smaller mean grain size indicates higher X-ray attenuation due to tighter packing and higher bulk density.

The mineral composition of clastic sediments vary randomly from voxel to voxel in the 3D matrix and therefore it should not be over-emphasized as a significant factor affecting X-ray attenuation, since the resolution of medical CT is inappropriate for detecting individual grains.

The resolution of medical CT is suitable for detecting changes in texture and fabric which have their origins in grain size fluctuation derived from fluctuation of agent velocity and the type of deposition. Every type of texture/fabric could be described by intervals of Hounsfield Units. To avoid overlapping numerical identification adopts two sample comparisons in which medians of the data are compared. Medians of data should be used when distribution of the data are non-normal. In the case of non-normal distribution the use of mean value, estimated by a "Maximum-likelihood" method, is also feasible. Sedimentological investigation must follow every numerical comparison in order to verify or reject mathematical assumptions concerning the differences between the data sets that are being compared.

Utilization of the functional relationship between the semivariogram of at least a second order stationary regionalized variable and its planar autocorrelation is essential in order to reveal micro-scale spatial continuity of clastic sedimentary rocks. Results have proved that autocorrelograms give appropriate images of spatial continuity or zonal anisotropy.

The potential that lies in the application of the Laplacian operator is promising with respect to indicating small-scale static flow surfaces. These surfaces or zones are linked to erosional surfaces, layer boundaries, or any fabric-controlled regions that are less coherent in the field of clastic sedimentary rocks deposited in a submarine fan environment. Detection of such zones based on data obtained from CT measurements could be revolutionary in micro-sedimentology, and further developments could aid petroleum geology.

Acknowledgements

The author wish to thank the following for their contributions to the completion of this paper: Tamás FÖLDES, Institute of Diagnostic Imaging and Radiation Oncology, University of Kaposvár; Dr. János GEIGER, associate professor, Department of Geology and Palaeontology, University of Szeged; Dr. Péter Bogner, director, Institute of Diagnostic Imaging and Radiation Oncology, University of Kaposvár.

References — Irodalom

AGTERBERG, F. P. & BARENJEE, I. 1969: Stochastic model for the deposition of varves in glacial lake Barlow-Ojibway, Ontario, Canada. — *Can. J. Earth Sci.* **6**, 625–652.

AMOS, C. L., SUTHERLAND, T. F., RADZIJEWSKI, B. & DOUCETTE, M. 1996: A rapid technique to determine bulk density of fine-grained sediments by X-ray computed tomography. — *J. Sediment. Res.* **66**, 1023–1024.

BESRÉ, F. & OCCHIETTI, S. 1990: Les varves de Deschaillons, les rhythmites du saint-Maurice et les rhythmites de Leclercville, Pleistocéne sopérieur, vallée du Saint-Laurent, Québec. — *Géogr. Phys. Quat.* **44/2**, pp.181–198.

BÉRCZI, I. & VICZIÁN, I. 1973: Sedimentological analysis of Neogene sediments in the Southern Great Plain, Hungary. — *Földtani Közlöny* **103**, 319–339.

BOESPFLUG, X., LONG, B. & OCCHIETTI, S. 1995: CAT-scan in marine stratigraphy: a quantitative approach. — *Marine Geology* **122**, 281–301.

BOSSCHER, H. 1993: Computerized tomography and skeletal density of coral skeleton. — *Coral Reef* **12**, 97–103.

CARLSON, W. D. & DENISON, C. 1992: Mechanism of porphyroblast crystallization: results from high resolution computed X-ray tomography. — *Science* **257**, 1236–1239.

COLLETTA, B., LETOUZEY, J., PINEDO, R., BALLARD, J. F. & BALÉ, P. 1991: Computerized X-ray tomography analysis of sandbox models: examples of thin-skinned thrust systems. — *Geology* **19**, 1063–1067.

CROMWELL V., KORTUM, D. J. & BRADLEY, D. J. 1984: The use of a medical computer tomography (CT) system to observe multiphase flow in porous media. — *Soc. of Petroleum Eng.* Richardson, TX: 13098

CURRY, T. S., DOWDEY, J. E. & MURRY, R. C. Jr. 1990: Christensen's Physiscs of Diagnostic Radiology. — 4[th] edition Lea and Febiger, Philadelphia, 376 p.

DENISON, C., CARLSON, W. D. & KETCHAM, R. A. 1997: Tree-dimensional quantitative textural analysis of metamorphic rocks using high resolution computed X-ray tomography: Part I. Methods and techniques. — *Journal of Metamorphic Geology* **15/1**, 29–44.

FOLDES, T. 1993: New interpretation methods of Diplog for recognition the internal structure of thereservoir. — Poster, OMBKE Conference, Tihany, Hungary

FOLDES, T., KISS B., ÁRGYELÁN G., BOGNER, P. & REPA, I. 2000: Application of medical computer tomograph measurements in 3D reservoir characterization. — *EAGE SAID Conference, Paris, France*

FOLDES, T., KISS, B., ÁRGYELÁN, G., BOGNER, P., REPA, I. & HIPS, K. 2004: Application of medical computer tomograph measurements in 3D reservoir characterization — *Acta Geologica Hungarica* **47/1**, 63–73.

GEIGER, J. 1986: Üledékes homokkőtestek szöveti és morfogenetikai vizsgálata. (A textural and morphogenetic study of sandstone bodies.) — *Földtani Közlöny* **116**, 249–266.

GEIGER, J. 2005: A CT vizsgálatok és a laboratóriumi kőzetfizikai vizsgálatok eredményeinek numerikus kiértékelése. (Numerical analysis of CT measurements and laboratory pertophysical investigations.) — *Kézirat*, 5 p.

GEIGER, J., HUNYADFALVI, Z. & BOGNER, P. 2007: Analysis of small-scale heterogeneity in clastic rocks by using computerized X-ray tomogrpahy (CT). — *Journal of Engineering Geology* (In print)

HONARPOUR, M. M., CROMWELL, V., HATTON, D. & SATCHWELL, R. 1985: Reservoir Rock Descriptions Using Computed Tomography (CT). — *Paper SPE 14272 presented at the Annual Technical Conference and Exhibition, Las Vegas, Sept. 22–25.*

HUNT, P. K., EUGIER, P. & BAJSAROWICZ, C. 1988: Computed tomography as a core analysis tool: applications, instrument evaluation, and image improvement techniques. — *Soc. Pet. Eng.* 1203–1210.

HUNYADFALVI, Z. 2004: Heterogeneity analysis of clastic sediments by computerized X-ray tomography. — *Acta Geologica Hungarica* **47/1**, 53–62.

HUNYADFALVI, Z. 2006: Small-scale heterogeneity analysis of clastic sediments by using X-ray computer tomography. — Ph. D. Thesis, Dep. Of Geology and Paleontology, University of Szeged, 19 p.

INZAKI, T., INOUCHI, Y. & NAKANO, T. 1995: Use of medical X-ray CT scanner for nondestructive and quantitative analysis of lake sediments. — *Bull. Geol. Surv. Japan* 46, 629–642. (in Japanese with English abstract)

LONG, B. F. & ROSS, N. 1991: Études océonagraphiques physiques et biologiques: analyses compémentaires. — *Rapp. INRS-Océanol., Project SEBJ ILP–892–1–02*, 73 p.

KANTZAS, A., MARENTETTE D. F. & JHA K. N. 1992: Computer-assisted tomography: from qualitative visualization to quantitative core analysis. — *J. Canadian Petrol. Technol.* **31**, 48–56.

KAWAMURA, T. 1990: Nondestructive, three dimensional density measurements of ice core samples by X-ray computed tomography. — *J. Geophys. Res.* **95**, 12407–12412.

KENTER, J. A. M. 1989: Application of computerized tomography in sedimentology. — *Mar. Geotechnol.* 8, 201–211.

KNOLL, G. F. 1989: *Radiation detection and measurement.* — Wiley, New York, 30–102.

KRUMBEIN, W. C. & SLOSS, L. L. 1963: *Stratigraphy and sedimentation,* — San Francisco, Freeman, W. H., 96 p.

MATTERN, F. 2002: Amalgamation surfaces, bed thickness, and dish structures in sand-rich submarine fans: numeric differences in channelized and unchannelized deposits and their diagnostic value. — *Sedimentary Geology* **150**, 203 228.

MOLNÁR, B. & GEIGER, J. 1981: Homogénnek látszó rétegsorok tagolási lehetősége szedimentológiai, ősléntytani és matematikai módszerek kombinált alkalmazásával. (Possible dismembering of seemingly homogeneous sequences by using sedimentological, paleontological and mathematical methods.) — *Földtani Közlöny* **111/2–3**, 238–250.

OHTANI, T., NAKASHIMA, Y. & MURAOKA, H. 2000: Three-dimensional miarolitic cavity distribution in the Kakkonda granite from borehole WD-1 using X-ray computerized tomography. — *Eng. Geol.* **56**, 1–9.

ORSI, T. H., EDWARDS, C. M. & ANDERSON, A. L. 1994: X-ray computed tomography: a nondestructive method for quantitative analysis of sediment cores. — *J. Sediment. Res.* **A64**, 690–693.

READING, H. G. & RICHARDS, M. 1994: Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. — *AAPG Bulletin* **78/5**, 792–822.

ROSS, N. 1993: Les barres d'avant côte: géométrie des systémes, mécanisme de mise en place et concentration de minéraux lourds. — Ph. D. Thesis, Univ. Laval, Qué.

SIEGBAHN, K., 1965. Alpha-, Beta-, Gamma-ray spectroscopy. — North-Holland P. Co., Amsterdam. Vol 1. Chapters 5, 8A.

VANDERSTEEN, K., BUSSELEN, B., VAN DEN ABEELE, K. & CARMELIET, J. 2003: Quantitative characterization of fracture apertures using microfocus computed tomography. Applications of X-ray computed tomography in the geosciences. — *Geological Society Special Publications* **215**, 61–68.

WALKER, R. G. 1978: Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: Models for exploration for stratigraphic traps. — *AAPG Bulletin* **62/6**, 932–966.

WELLINGTON, S. L. & VINEGAR, H. J. 1987: X-ray computerized tomography. — *J. Pet. Technol.* **2**, 885–898.

WITHJACK, E. M. 1987: Computed tomography for rock-property determination and fluid-flow visualization. — *Soc. Pet. Eng.* **16951**, 183–196.

Kézirat beérkezett: 2007. 04. 16.

Földtani Közlöny 137/4, 599–604. (2007) Budapest

Hírek, ismertetések

Összeállította: PALOTÁS Klára

SZEMÉLYI HÍREK

Elhunyt tagtársaink:

Dr. KURUCZ Béla István,
KÁROLY Gyula

Emlékünkben és munkáikban tovább élnek.

***

A Finnországban élő magyar geológus, GAÁL Gábor professzor tudományos munkássága, valamint a finn és a nemzetközi geológiában elért eredményei elismeréseként megkapta a Finn Geológiai Társaság neves kitüntetését, az Eskola-medált. GAÁL Gábor 1991 és 1996 között a Magyar Állami Földtani Intézet igazgatójaként tevékenykedett. A professzor a díjat szeptember 6-án vette át Helsinkiben. A neves finn geológus professzorról, Pentti Eskoláról elnevezett díjat a Finn Geológiai Társaság 1963-ban alapította, s az elismerésben olyan személy részesülhet, aki tudományos tevékenységével jelentősen hozzájárult a finn és a nemzetközi geológiai kutatások eredményeihez.

***

Földessy Jánost a Miskolci Egyetem rektora 2007. augusztus 31-én 5 évre kinevezte az Ásványtani-Földtani Intézet igazgatójává.

ESEMÉNYEK

Új ásvány Mányból

Magyar kutatók új ásványt fedeztek fel a mányi szénbánya meddőhányóján, amelyet KOCH Sándorról, a Szegedi Egyetem egykori nemzetközi hírű ásványtan-professzoráról „kochsándorit"-nak nevezték el. Az ásvány megtalálója KÖVECSES-VARGA Lajos, a siófoki „Kárpát-medence ásványai" múzeum és kiállítóhely vezetője, leírója SAJÓ István, az MTA Kémiai Kutatóközpontjának tudományos munkatársa, illetve SZAKÁLL Sándor, a Miskolci Egyetem Ásvány- és Kőzettani Tanszékének vezetője. A jelenlegi Magyarország területén magyar tudósok most találtak először új ásványt.

Az ásvány 2004-ben került elő a mányi szénbánya meddőhányóján. 2005-ben nyújtották be elfogadásra a Nemzetközi Ásványtani Szövetség (IMA) Új Ásványok és Ásványnevek Bizottságához. A hivatalos elfogadás után az ásványt egy vezető kanadai szaklapban 2007 nyarán mutatták be a nagyközönségnek. Az anyag egy víztartalmú kalcium-alumínium-karbonát. Hófehér, 0,5-1,5 mm-t elérő, tűs kristályokból felépülő, selyemfényű, gömbös halmazokként fordult elő a mányi széntelepben. Az ásvány a széntelep létrejötte után keletkezett néhány millió éve.

Forrás: Népszabadság

Miocén kori mocsárciprus erdő Bükkábrányban

2007 júliusában a Mátrai Erőmű bükkábrányi szénbányájában 16 darab késő-miocén korú mocsárciprus-maradványt fedeztek fel. Ebből 4 jó állapotban lévő fát 2007. augusztus 8-án a miskolci Herman Ottó Múzeum és a Mátra Erőmű bükkábrányi bányájának szakemberei a Herman Ottó Múzeum központi épületéhez szállítottak. A fák további kezelésére, tartósítására és vizsgálatára a továbbiakban itt, a Herman Ottó Múzeumban kerül sor.

***

Ehhez kapcsolódó jó hír az, hogy megnyílt az ipolytarnóci őslábnyomos terület új látogatóközpontja. A világörökségi címre pályázó geológiai park fejlesztéseire hazai és uniós forrásokból — a regionális operatív program keretében — összesen 418 millió forintot költött a Bükki Nemzeti Park igazgatósága. A látogatóközpont elé kiállították öt mocsári ciprust, amelyet a bükkábrányi lignitbányában találtak, a legsérülékenyebb fát pedig az oktatóközpont zárt terében mutatják be. Az ipolytarnóci őslábnyomos terület új látogatóközpontja az egykori óriásfenyőt formázza, fűtését a föld hőenergiájával és napkollektorokkal biztosítják.

Forrás: Herman Ottó Múzeum, Népszabadság

Dorogi emléknap

A 225 éve kezdődött dorogi szénbányászat elindítóinak, folytatóinak emlékére, kutatóinak, művelőinek tiszteletére 2007. január 26-án emlékülést rendezett az OMBKE TB, a dorogi helyi szervezet és az MFT Tudománytörténeti Szakosztálya a dorogi művelődési házban. Az emlékülést MATYÓK László, a helyi szervezet elnöke vezette le. Szó esett a bányászat 1781-ben történt megindulásáról, az 1960-as termelési fénykorról, valamint a széntermelés későbbi hanyatlásáról és megszűnéséről. Az előadások után a résztvevők megtekintették a Dorogi Bányász Emlékházat és az ásványmúzeumot.

Forrás: Bányászati és Kohászati Lapok

KÖNYVISMERTETÉS

Maria A. MANGE, David T. WRIGHT 2007: Heavy Minerals in Use

Developments in Sedimentology, Volume 58
ISBN: 978-0-444-51753-1 [0-444-51753-7]
ELSEVIER kiadó, 2007. szeptember, ára: $145.00

Ez az új könyv nemcsak témája, hanem első szerzője miatt is figyelmet érdemel a hazai geológusok körében. Maria A. MANGE ugyanis Magyarországon született (RAJECZKY Mária), az Eötvös Loránd Tudományegyetemen szerzett geológus diplomát, majd 1975-ben doktori címet. Pályáját a Magyar Állami Földtani Intézetben kezdte, majd külföldi egyetemeken folytatta Londonban, Bernben, Oxfordban. Jelenleg a kaliforniai egyetemen dolgozik (University of California, Davis Campus). Számos publikációja jelent meg hazai és nemzetközi tudományos folyóiratokban, elsősorban a mikromineralógia tárgykörében. Kutatómunkája elismeréseként 1979-ben elnyerte a Londoni Egyetem Diploma of the Imperial College (DIC) akadémiai díját. Az 1980-as évek végére kifejlesztette HRHMA, azaz High-resolution Heavy Mineral Analysis módszerét, amely a nehézásványok diagnosztikus jegyeinek (ásványváltozatok, ásványfelszín, geokémiai jellemzők stb.) aprólékos megfigyelésén és vizsgálatán alapszik. A módszer lehetővé teszi az üledékes kőzetek korrelációját, eredetük meghatározását és a tektonikai események felismerését is. Nagyon szép kivitelű, színes fotókkal illusztrált nehézásvány-határozási kézikönyve 1992-ben jelent meg: MANGE, M. A., MAURER, H. F. W.: Heavy Minerals in Colour. Jelenleg Máriát tartják a nemzetközileg legelismertebb mikromineralógusnak. A könyv másik szerzője David T. WRIGHT jelenleg az angliai Leicester Egyetem kutatója, a karbonnátos kőzetek mikrogeokémiája, a szedimentológia és a mikromineralógia területén dolgozik.

A most megjelent Heavy Minerals in Use című könyv négy nagy részre tagolódik, 46 fejezetet tartalmaz, 1283 oldalas. 84 szerző, ill. társszerző közreműködésével készült, akik között olyan neves specialistákat találunk, mint CAVAZZA, W., DEWEY, J. F., DICKINSON, W. R., FAUPL, P., GARZANTI, E., KOMAR, P., MORTON, A. C. és ZUFFA, G. G.

A könyv tematikusan mutatja be a nehézásványtársaságok kialakulását befolyásoló folyamatokat az üledékes kőzetek képződése során, a törvényszerűségeket, a végtermékeket, valamint a nehézásvány vizsgálatok gyakorlati vonatkozásait és felhasználási lehetőségeit. Ezután esettanulmányok következnek, melyekben a tanulmányozott terület geológiája mellett sokféle alkalmazott módszert és adatkezelési technikát ismerhetünk meg. A felhasznált irodalmak listája tükrözi a több geológus nemzedék által világszerte létrehozott hatalmas ismeretanyagot, ami felbecsülhetetlen forrást jelent a nehézásvány vizsgálatokkal, illetve a szedimentológiával foglalkozóknak.

Az I. rész a sziliciklasztos üledékek nehézásvány vizsgálatáról szól, többek között a felszíni mállást, a hydraulikus hatást, és a diagenezist tárgyalja. Foglalkozik a szemcsemérettel, a nehézásványok geokémiai és SEM vizsgálatával, a szerző által kidolgozott HRHMA és numerikus adatelemzési módszerekkel. A II. rész a nehézásványok származásával, szállításával, lerakódásával és újra felszínre kerülésével foglalkozik, valamint bemutatja az üledékes környezetek, a tectonogén üledékek és az aktív geodinamikai rendszerek kutatási eredményeit. A III. részben a nehézásványok integrált és interdiszciplináris alkalmazásait ismerhetjük meg, pl. termokronológiával, régészettel. A IV. rész a nehézásvány vizsgálatok ipari alkalmazásait ismerteti pl. rezervoárok jellemzését, gazdaságilag felhasználható ásvány-felhalmozódások (pl. gyémánt) kutatását és bányászatát. Megtiszteltetés számunkra, hogy a 19. fejezetben hazai eredményeinket mutathattuk be (THAMÓ-BOZSÓ, E., Ó. KOVÁCS, L.: Evolution of Quaternary to modern fluvial network in the Mid-Hungarian Plain, indicated by heavy mineral distributions and statistical analysis of heavy mineral data).

A könyv egyedülálló és irányadó alapot nyújt a nehézásvány vizsgálatok alkalmazásához a külön-

bözö geológiai problémák megoldása során. Egyaránt szól tudományos kutatóknak és gyakorlati szakembereknek, hasznos információkat tartalmaz geológiai, szedimentológiai, geokémiai, kőzettani, szénhidrogénkutatási, és bizonyos mérnöki munkákhoz. A könyvből egy példány hozzáférhető az érdeklődők számára a Magyar Állami Földtani Intézet Könyvtárában.

THAMÓNÉ BOZSÓ Edit

LAVRENCSUK, V. N. 2007: Titán a bauxitokban és az agyagokban

Kamenck-Uraljszkaja Tyipografija. Oroszország. 254 p.

Közismert, hogy a titán az üledékes kőzetek közül a legjobban a bauxitokban dúsul fel, amit egyes agyagkőzetek követnek. A titán e geokémiai viselkedésének felderítésében a magyar kutatók kiemelkedő szerepet játszottak. Megkülönböztetett érdeklődésre tarthat ezért számot V. N. LAVRENCSUKnak, a szakirodalomból ismert orosz geokémikusnak 2007-ben megjelent kötete. A cím megtévesztő, mert a szerző csak Oroszország és Kazahsztán főbb bauxit és agyag előfordulásait ismerteti különös tekintettel a titán megjelenési módjára. Szó sincs tehát világméretű összehasonlításról. Ezzel összhangban az egyébként igen gazdag irodalomjegyzékben is csak három külföldi munka szerepel.

Mindezek mellett egy igen értékes munkáról van itt szó, amely hatalmas tömegű adatot és személyes tapasztalatot tesz közzé. A kötet rengeteg diagramot, földtani szelvényt, fényképet és táblázatot közöl jól áttekinthető formában. A kötet bevezetésre és hat fejezetre oszlik. A bevezetésben a titán tudományos és gazdasági jelentőségét ismerteti, ezzel indokolva meg a kötet elkészítését. Az első fejezet a titán fizikai-kémiai tulajdonságaival foglalkozik, elsősorban orosz szerzőkre hivatkozva. A második fejezetben a titán megjelenési módját ismerteti az ásványokban, ércekben és kőzetekben. Figyelmet érdemel az a hat táblázat, amelyekben a titán mennyiségét, továbbá a Ti ×10/Al és a Ti×10/Fe arányt mutatja be a litoszférában és különböző kőzetekben. Ez a kötet leginkább általános érvényű fejezete.

A harmadik fejezet az Urál hegységi bauxitok és agyagok titán tartalmát ismerteti igen részletesen. Ezt egészíti ki a negyedik fejezet, amelyben az Urali Alumíniumgyárban (UAZ) szerzett geokémiai és timföld-technológiai tapasztalatait foglalja össze. Ezt követi a Tyimán hegység és Kazahsztán bauxit és agyag előfordulásainak ismertetése (5. és 6. fejezet) a titán tatalom szempontjából. A kötet egy fél oldalas Következtetések c. fejezettel zárul.

A kötet olvasását mindazon hazai geológusoknak és geokémikusoknak ajánlom, akik a mai Oroszország és Kazahsztán főbb bauxit és agyag előfordulásaival kívánnak megismerkedni, különös tekintettel a titán jelenlétére. Az igen alapos és jól dokumentált kötet ehhez jó lehetőséget nyújt.

(A kötet megtalálható az ELTE TTK Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszékén, valamint a Természettudományi Múzeum Ásványtárában.)

BÁRDOSSY György

MÁTYÁS Ernő: A Tokaji-hegység geológiája és ásványi nyersanyagai egy geológus életútja tükrében

A hollóházi kőbaltától a mádi gyógyító ásványokig

A Tokaji-hegység, különösen annak délkeleti, az Alföld, a Bodrogköz elég nyitott lejtői, nyugodtan mondhatjuk a mai magyarországi terület egyik legérdekesebb és egyben legértékesebb tája.

A föld külső geoszférái (atmoszféra, hidroszféra, pedoszféra, lithoszféra) olyan sajátos, kölcsönösen előnyös együttest alkotnak itt, mely példátlan nemcsak a mai országterület, de a Kárpát-medence és talán nyugodtan mondhatjuk a világ viszonylatában is.

Erre a legpregnánsabb példa, hogy hiába vitték el a Tokaj-hegyalján a római kor óta termelt szőlővenyigét az Alföldre, a Rajnai borvidékre és Kaliforniába, azon nem termett tokajhegyaljai minőségű szőlő és bor, csak magyar minősítéssel „kövidinka".

Ugyanez a sokféleség jellemzi a viszonylag kis tokajhegyaljai terület ásványi vonatkozásait is.

Az itteni 13 ásványi nyersanyag, hegységperemi, jól bányászható előfordulásaival 26 sajátos minőségben és 42 előforduláson fél milliárd tonna ásványvagyonnal képvisel napjainkban is különös értéket, mintegy folytatva azt a történelmi földkéreg-hasznosítási folyamatot, mely az itteni obszidiánnal indult el a kerámiai nyersanyagokkal, majd a malomkőgyártással folytatódott, napjainkban pedig hordozza a legkorszerűbb, keresett nemfémes ásványféleségeket a perlitet vagy az újabban a felhasználói érdeklődés homlokterébe került zeolitot.

A könyv szerzője 1958-tól napjainkig, az első időszakban 1985-ig mint geológus kutatta, tanulmányozta összefoglaló jelentések formájában és földtani írások formájában rögzítette a Tokaji-hegység ásványi nyersanyagaira vonatkozó ismereteket.

1985 után saját kis vállalkozást alapítva, korunk társadalmi, technikai, emberi követelményeit figyelembe véve Gyógyító Ásványok Geoproduct Kft. néven vállalkozást alapított az ásványi anyagok kiaknázására.

A könyv mintegy 1000 oldalon át tárgyalja a Tokaji-hegység ásványi nyersanyagainak kutatási történetét, egyes előfordulások földtani, teleptani, bányászati jellemzését és második lépésben pedig mintegy 500 oldalnyi terjedelemben az ásványi anyagokban rejlő gyógyászati lehetőségeket.

A tokajhegyaljai ásványok gyógyászati, szervezeti működésjavító tulajdonságai az élővilág teljes körére (növény, állat, ember) kiterjedően kimutathatók, mégpedig érdemi javulás formájában.

Jelenleg a szerző alapította egykori gmk minden különösebb állami és egyéb támogatás nélkül mintegy 90 fővel valósítja meg az előállított, több mint 120 féle termék anyagának kutatását, bányászatát, feldolgozását és konkrét, nemcsak Magyarországra, de Európa egész területére kiterjedő értékesítését.

Az utóbbi időben figyelme az ásványi anyagok mellett a szőlőt kísérő vadon élő növények (kökény, csipke, bodza stb.) hasznosítására is kiterjedt, amit egyrészt a különleges és a világon egyedülálló fürdőfilterek, másrészt a növényi és natur italok, továbbá lekvárok előállítása is jelez.

Csak érinti, de bemutatja a könyv a kora középkor óta építészetre használt tokajhegyaljai kőzetféleségek modern építészeti felhasználásának lehetőségeit is (pattintott, fűrészelt, vágott kövek és tárgyak, eszközök).

Termékeit a Geoproduct 3 tehergépkocsival teríti az ország egész területén. A könyv és a hozzácsatolt termék- és árlista postai utánvétellel is megrendelhető: Geoproduct Kft. 3909 Mád, Bartók Béla út 2. (Ára ÁFÁ-val 4900 Ft/db.)

MÁTYÁS Ernő

MÁTYÁS Ernő: Gyógyító ásványok Tokajhegyaljáról

Az ásványi anyagok szerepe az ember és környezete egészségvédelmében

A könyv egyrészt a világmindenség, emberi elme számára áttekinthetetlen dimenzióitól az emberi test, élettér méretéig, másrészt a jelenleg ismert anyagi részecskéktől, a kvarkoktól, ugyancsak az emberi méretek felé haladva tekinti át a körülöttünk lévő világot. Az áttekintés nem csupán leírásszerű, de szándékosan keresi mindkét vonatkozásban azokat a megoldásokat, amelyeket az emberi létre, az emberi test „egészséges" működésére érvényesülnek.

Külön koncentrál az ember közvetlen környezetét adó geoszférákra a légkörre, a hidroszférára, a talajra is.

Minden vonatkozásban kiemeli az emberi test egészséges működésére gyakorolt hatásokat és keresi a még nem ismert összefüggéseket.

Az itt jellemzett makrovilág mellett a mikrovilágon belül külön foglalkozik az ásványokkal és az ásványokból való konkrét, speciális anyagok előállítási lehetőségeivel.

A szerző, gondolatokat összefoglaló, általánosító vonatkozásában nehéz volna felsorolni azokat a gondolkodókat és azokat a hétköznapi munkásembereket, könyvben foglalt ismeretek feltárásában, feldolgozásában és konkrét, főként ásványi vonatkozású termékek megformálásában részt vettek.

Az 1986-ban az érc- és ásványbányászat összeomlásával a szerző és annak felesége alapította Geoproduct Gmk-ban folytatódott a munka. Napjainkig is minden támogatás és különösebb külső hatalmi elismerés nélküli vállalattá fejlődött a Gyógyító Ásványok Geoproduct Kft. Napjainkban mintegy 120 féle terméket állít elő növény, állat, ember és a környezetében lévő talaj, valamint a működő geoszférák hatásainak érvényesítésére, másrészt egészséges működése céljából, harmadrészt pedig az ember egészségének védelme vonatkozásában.

A könyv úgy jellemezhető, mint a kozmikus makrovilág és az emberi test működésének mikrovilága összehasonlítását az emberi egyed és társadalom további egészséges fejlődése, működése szempontjából való útkeresés.

A könyvet ajánlhatom mindazoknak, akik az állat egészség-védelem érdekében, másrészt az elgépiesedett környezet nem kívánatos hatásainak kiküszöbölése céljából felelősséget éreznek

A könyv 170 oldalon tárgyalja a vázoltakat, saját szerkesztésű és átszerkesztett ábrákkal igyekszik segítséget nyújtani nemcsak a szakember, de az ember egyéni lehetősége, társadalmi fejlődése, a várható jövő iránt érdeklődőknek is.

A mádi Geoproduct Gyógyító Ásványok Kft., amely a könyvben áttekintetteket végigküzdötte, összefoglalta, postán utánvétellel bárhová elküldi a széles áttekintésű kiadványt.

A példátlan mérettartományú makrovilágtól a legkevésbé ismert mikrovilágig terjedően ajánlható a kiadvány mindazoknak, akik a tudományok bármely ágával foglalkozva szolgálják az egyén és a társadalom jelenlegi és potenciális jövőbeli egészségvédelmét.

A könyv értékesítési ára ÁFÁ-val 3800 Ft/db.

MÁTYÁS Ernő

BOBOK Elemér, TÓTH Anikó: Megújuló energiák

„A Föld lakosság elérte a 6 milliárd főt és ez azt jelenti, hogy az emberiség minden egyede, aggastyánok, csecsemők, vándorló bantu vadászok beszámításával fejenként 1,74 tonna olajegyenértéket fogyaszt el. Ez természetesen nem egyenletesen oszlik meg a világ országai között. Az USA és Kanada lakosaira évente 7,5 tonna jut, a fejlett nyugat-európai országok lakosaira 3,0 tonna, az energiapazarló egykori szovjet tömb országaiban közel 4,0 tonna, míg az ún. fejlődő és gyengén fejlett országokban a 0,5 tonnát sem éri el."

Az alternatív energiaforrások felhasználásának és elterjedésének fontossága már csak az előzőekben foglaltak szerint is elvitathatatlan, hiszen a világ minden pontján, így hazánkban is egyre erőteljesebb a törekvés a megújuló energiaforrások szerepének növelésére. Az EU irányelvei szerint is az összes energiafogyasztáson belül a megújuló energiák részarányát növelni kell, ezért is örömmel nyugtázhatjuk, hogy BOBOK Elemérnek a Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Kar Kőolaj és Földgáz Intézet professzorának és TÓTH Anikónak a Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Kar Kőolaj és Földgáz Intézet adjunktusának tollából, a Miskolci Egyetemi Kiadó gondozásában 228 oldalon a „Megújuló energiák" című könyve megjelent.

Az igen nagy szakmai tartalommal, a tudományos, gyakorlati életben és az egyetemi oktatásban nélkülözhetetlen könyv 9 fejezetben mutatja be az energiafelhasználás történetét (3–21. oldal), az alapfogalmakat (22–39. oldal) és minden megújuló erőforrást (40–221. oldal), befejező fejezetként pedig a hazai megújuló energiák helyét a magyar energiapolitikában (222–228. oldal).

Bár a recenzió írója szerint a megújuló energetikai természeti erőforrások aránya még nagyon hosszú ideig nem fogja elérni a 12–15%-ot, azonban nagyon fontos, hogy nemcsak az elméleti hanem a gyakorlati ismeretanyag birtokában legyünk. Ezt a könyv teljes mértékben kielégíti.

A könyv 1385,-Ft-os áron megvásárolható, illetve megrendelhető a Miskolci Egyetem Központi Könyvesboltjában (3515 Miskolc, Egyetemváros), e-mailben (xkbolt@uni-miskolc.hu), vagy faxon (46-361564). A szállítás utánvétellel történik.

HORN János

PÁLYÁZATI FELHÍVÁS

Az Országos Magyar Bányászati és Kohászati Egyesület Kőolaj-, Földgáz- és Vízbányászati Szakosztálya, a Mol Magyar Olaj- és Gázipari Nyrt., valamint a Magyar Olajipari Múzeum Alapítvány

TÖRTÉNETI PÁLYÁZATOT

hirdet azzal a céllal, hogy a magyar olajipar és a vízbányászat iránt érdeklődők mind széle-sebb rétege kapcsolódjon be az iparágunk életével, történetével, fejlődésével kapcsolatos anyaggyűjtésbe, illetve feldolgozásba.

Pályázni lehet a kiírás időpontjáig másutt még nem közölt és más pályázaton nem szereplő egyéni vagy csoportos munkákkal az alábbi témakörökben:

I.témakör
— technikatörténet
— gazdaságtörténet
— üzem- és vállalattörténet

II. témakör
— életrajz, visszaemlékezés, kritika

III. témakör
— történeti értékű fényképgyűjtemények és videofilmek

A pályázaton csak jeligével beküldött munkák vehetnek részt. A pályamű szerzőjének (szerzőinek) adatait lezárt, azonos jeligéjű borítékban kérjük mellékelni.

A pályázatokat írásos pályamű esetén 3 példányban a Magyar Olajipari Múzeum címére (8900 Zalaegerszeg, Wlassics Gyula u. 13.) postán kell beküldeni. További információ a fenti címen, ill. a 92/313–632-es telefonszámon kérhető.

Beküldési határidő: 2008. október 31.

Pályadíjak (nettó összegben):

I. díj	3 db egyenként	30 000 Ft
II. díj	3 db egyenként	20 000 Ft
III. díj	6 db egyenként	15 000 Ft

A helyezést és díjazást el nem ért pályamunkák, amelyek egyébként mind tartalmi, mind for-mai szempontból megfelelnek a kiírás követelményeinek, 5 000–5 000 Ft munkajutalomban részesülnek.

Az eredményhirdetés 2009 tavaszán várható.

A pályázók kutatómunkájának megkönnyítése érdekében tájékoztatásul közöljük, hogy a Magyar Olajipari Múzeum archívuma, adattára, szakkönyvtára és más gyűjteményei, forrásértékű anyagai — helyszíni kutatás céljára — a pályázók rendelkezésére állnak.

Budapest–Zalaegerszeg, 2007. november 28.

OMBKE Kőolaj-, Földgáz- és Vízbányászati Szakosztálya   Mol Magyar Olaj- és Gázipari Nyrt.

Magyar Olajipari Múzeum Alapítvány

FELHÍVÁS

A Magyar Olajipari Múzeum (MOIM) mint országos gyűjtőkörű intézmény 1969-es megalapítása óta végzi munkáját annak érdekében, hogy megmentse a magyarországi szénhidrogénipar írott, tárgyi és képi emlékeit. Az intézmény egyik legnagyobb gyűjteménye az Archívum a kb. 1000 ifm irat egy jelentős része azonnali és sürgős restaurálásra szorul. A Múzeum ezért 2008 januárjától megindítja Irat-térkép restaurálási programját. A projekt első szakasza előreláthatólag 2013 decemberéig fog tartani, s mintegy 6 millió Ft (24. 000 euro) költséggel jár majd mai árakon. Mivel a Magyar Olajipari Múzeum anyagi helyzete nem teszi lehetővé, hogy a költségeket teljes egészében maga vállalja, ezért a Múzeum elindítja restaurálási jegy programját. A program szerint magánszemély és jogi személy is vásárolhat restaurálási jegyet/jegyeket.

Amennyiben egyetért céljainkkal és támogatja a MOIM Archívum irat-térkép restaurálási programját, vásároljon 5000 Ft-os névértékű támogató jegy(ek)et. Cserébe az adományozó kap egy oklevelet, amelyen szerepel a neve, illetve az adomány mértéke. Honlapunkon is följegyezzük támogatását!

A Magyar Olajipari Múzeum a honlapján, (www.olajmuzeum.hu) a Múzeumi Közlemények, Kőolaj és Földgáz, illetve a MOL Panoráma című lapokban beszámol a restaurálás menetéről.
Alapítványunk neve: Magyar Olajipari Múzeum Alapítvány,
Adószám: 19181747–2–20
Számlaszám: BB RT. 10104961-09649762-00000005

Átutalás esetén a közlemények rovatban kérjük, tüntessék fel: „Irat-térkép restaurálási program".

Amennyiben további kérdése van, forduljon munkatársunkhoz. Cseh Valentin

8900 Zalaegerszeg, Wlassics Gyula utca 13.

E-mail: cseh.valentin@olajmuzeum.hu; moim@olajmuzeum.hu Tel: 36/92/313–632.

TÓTH János
MOIM igazgató

DANK Viktor
MOIM Alapítvány elnök

Útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

A Földtani Közlöny — a Magyarhoni Földtani Társulat hivatalos szakfolyóirata — csak eredeti, új tudományos eredményeket tartalmazó (magyar, ill. idegen nyelven még meg nem jelent) közleményeket fogad el.

Elsődleges cél a hazai földdel foglalkozó, vagy ahhoz kapcsolódó tárgyú cikkek megjelentetése. A kézirat lehet: értekezés, rövid közlemény, vitairat, fórum, szemle, rövid hír, könyvismertetés stb. Vitairat a vitatott cikk megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhető be. Ez esetben a vitatott cikk szerzője lehetőséget kap arra, hogy válasza a vitázó cikkel együtt jelenjék meg. Az értekezések maximális összesített terjedelme 25 nyomdai oldal (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla). Ezt meghaladó értekezés csak abban az esetben közölhető, ha a szerző a többletoldal költségének 130%-os térítésére kötelezettséget vállal. A tömör fogalmazás és az állításokat alátámasztó adatszolgáltatás alapkövetelmény. A folyóirat nyelve magyar és angol. A közlésre szánt cikk bármelyik nyelven benyújtható, minden esetben magyar és angol nyelvű összefoglalással. Az angol változat vagy összefoglalás elkészítése a szerző feladata. Más idegen nyelven történő megjelentetéshez a Szerkesztőbizottság hozzájárulása szükséges.

A **kéziratot** (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla) **digitális formában** — lemezen vagy hálózaton keresztül — **kell benyújtani,** emellett **a technikai szerkesztőhöz 3 nyomtatott példányt is meg kell küldeni.** Ha a szerző nem tudja biztosítani a digitális formát a kézirat elfogadásáról a Szerkesztőbizottság javaslata alapján a Társulat Elnöksége dönt, tekintettel annak költségvonzatára. Jelenleg IBM-kompatibilis személyi számítógépen bármely szövegszerkesztőből ASCII kódban (DOS Text Only) kimentett változat nyújtható be, de elsősorban a Word változatok használata javasolt (.rtf formátumban).

A Szerkesztőbizottság három lektort jelöl ki. A felkért lektoroknak 3 hét áll rendelkezésre a lektorálásra. A harmadik lektor egy pozitív és egy negatív vélemény, ill. valamelyik lektor visszautasító válasza esetén kapja meg a kéziratot. A szerzőtől a Szerkesztőbizottság a lektorálás után 1 hónapon belül várja a javított változatot. Amennyiben a lektor kéri, átdolgozás után újra megtekintheti a cikket, s ha kívánja, pár sorban közzéteheti szakmai észrevételeit a cikkel kapcsolatban. Abban az esetben, ha a szerzői javítás után megkapott cikkel kapcsolatban a lektor 3 héten belül nem nyilvánít véleményt, úgy tekintjük, hogy a cikket abban a formájában elfogadta. **Mindazonáltal a Szerkesztőbizottság fenn-tartja magának a jogot, hogy kisebb változtatás esetén 2 hónapon, nagy átdolgozás esetén 6 hónapon túl beérkező cikkek megjelentetését visszautasítsa.**

A kézirat részei (kötelező, javasolt):

a, Cím
b, Szerző(k), postacímmel (E-mail cím)
c, Összefoglalás (angol abstract)
d, Bevezetés, előzmények
e, Módszerek
f, Adatbázis, adatkezelés
g, A téma kifejtése — megfelelő alcím alatt
h, Diszkusszió
i, Eredmények, következtetések
j, Köszönetnyilvánítás
k, Hivatkozott irodalom
l, Ábra-, táblázat- és fényképmagyarázatok
m, Ábrák, táblázatok és fényképtáblák

A Közlöny nem alkalmaz az alcímek esetében sem decimális, sem abc-s megjelölést. Az alcímek nem lehetnek három fokozatnál nagyobbak. Lábjegyzetek használata kerülendő, amennyiben mégis elkerülhetetlen, a szöveg végén sorszámozva ún. végjegyzetként jelenik meg.

A cikk szövegében hivatkozások az alábbiak szerint történjenek:
Radócz (1974), ill. (Radócz 1974)
Galácz & Vörös (1972), ill. (Galácz & Vörös 1972)
Kubovics et al. (1987), ill. (Kubovics et al. 1987)
(Galácz & Vörös 1972; Radócz 1974, 1982; Kubovics et al. 1987)
(Radócz 1974, p. 15.)

Az illusztrációs anyagot (ábra, táblázat, fénykép, tábla) a tükörméretbe (130×196) álló, vagy fekvő helyzetben beilleszthető méretben kell elkészíteni. Az illusztrációs anyagon a vonalvastagság ne legyen 0,3 pontnál kisebb, a betűméret ne legyen 6 pontnál kisebb. A digitális ábrákat, táblákat cdr, .tif, .eps, .wmf kiterjesztésekkel, illetve. a tördelő programba történő beilleszthetőség miatt az Excel táblázatokat word táblázatokká konvertált formában, az Excel ábrákat CorelDraw formátumban tudjuk elfogadni.

A Földtani Közlöny feltünteti a cikk beérkezési és elfogadási idejét is. A késedelmes szerzői javítás esetén a második (utolsó) beérkezés is feltüntetésre kerül.

Az előírásoknak meg nem felelő kéziratokat a technikai szerkesztő a szerzőnek, több szerző esetén az első szerzőnek visszaküldi.

A kéziratokat a következő címre kérjük beküldeni: Piros Olga 1443 Budapest, Pf. 106.

Földtani Közlöny 137/4, 2007

Tartalom — Contents